

SİSMİK TEHLİKENİN TAHMİNİ: OLASILIK VE İSTATİSTİK YÖNTEMLERİ

M. Semih YÜCEMEN*

ÖZET

Deprem oluşumlarının zaman, yer ve şiddet bakımından gösterdikleri rassallık ve çeşitli belirsizlikler nedeni ile sismik tehlikenin tahmininde olasılık ve istatistik yöntemlerine dayanan bir yaklaşım gereklidir. Ancak bu yöntemler, çoğunlukla, elde edilen verilerin ve fiziksel olayların uygulanan stokastik modellere uyumları kontrol edilmeden kullanılmaktadır. Böyle bir yaklaşım hatalı sonuçlara yol açabilmekte, çoğu kez de uygulayıcılar bu durumun farkında olmamaktadır. Deterministik yaklaşımlara karşın, olasılık ve istatistik kuramları çerçevesinde geliştirilen bir yöntemin katkısı, yer hareketi değişkenleri için tek bir değer yerine bir değerler kümesi ile bu küme üzerinde tanımlanmış bir olasılık dağılımının belirlenmesi şeklinde olmaktadır. Bu bildiride sismik tehlike analizinin temelini oluşturan modeller özetlenerek, özellikle aktif faylara ağırlık verilerek geliştirilecek olan sismik tehlike haritalarının oluşturulmasında kullanılacak stokastik modeller üzerinde durulmuş ve yukarıda sözü edilen muhtemel hatalı uygulamalara dikkat çekilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Olasılıksal sismik tehlike analizi, Ortogonal regresyon, Yinelenme modeli, Magnitüd-tekerrür ilişkisi.

1. GİRİŞ

Sismik tehlike analizindeki aşamaların her birinin içerdiği rassal değişkenliklerden (aleatory) ve bilgi eksikliğinden (epistemic) kaynaklanan belirsizliklerin göz önünde bulundurulabilmesi için mutlaka olasılık ve istatistik yöntemlerinin kullanılması gerekir. Ancak bu yöntemler, çoğunlukla, elde edilen verilerin ve fiziksel olayların, uygulanan stokastik modellere uyumları kontrol edilmeden kullanılmaktadır. Böyle bir yaklaşım hatalı sonuçlara yol açabilmekte, çoğu kez de uygulayıcılar bu durumun farkında olmamaktadırlar.

Deterministik yaklaşımlara karşın, olasılık ve istatistik çerçevesinde geliştirilecek bir yöntemin katkısı, zemin hareketi değişkenleri için tek bir değer yerine bir değerler kümesi ile bu küme üzerinde tanımlanmış bir olasılık dağılımının belirlenmesi şeklinde olmaktadır.

Son yıllarda aktif faylardan kaynaklanan sismik tehlikenin tahmini daha da önem kazanmıştır. Faylar üzerinde gerçekleştirilen kapsamlı çalışmalar neticesinde fayların ana özelliklerine ait elde edilen bilgiler ve verilerin de bunda önemli bir katkısı olmuştur. Yeni nesil sismik tehlike haritalarının hazırlanmasında aktif faylardan kaynaklanan sismik tehlike özellikle dikkate alınmalı ve faylarla ilgili mevcut bilgilerle uyumlu stokastik modeller kullanılmalıdır.

Belirli bir inşaat sahasındaki sismik tehlikenin belirlenmesi için uygulanacak olan olasılıksal sismik tehlike analizi (OSTA) disiplinlerarası bir çalışmayı gerektirmektedir.

*Prof. Dr., Orta Doğu Teknik Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü ve Deprem Çalışmaları EABD, e-posta: yucemen@metu.edu.tr

ve bu amaçla yürütülecek olan çalışmanın başlıca aşamaları aşağıda sıralanmıştır.

(i) Etkilenme alanının tespiti ve bu alanda geçmişte meydana gelmiş depremlerle ilgili bilgileri içeren deprem kataloglarından yararlanarak bir sismik veri tabanının hazırlanması ve gerekli değişiklikleri ve ayarlamaları yaparak bu veri tabanının yeknesak ve yansız olmasının sağlanması.

(ii) İncelenen bölgede alansal ve çizgisel sismik kaynakların tanımlanması. Aktif fay haritasının hazırlanması ve tanımlanan fayların özelliklerini ifade eden parametrelerin değerlerinin belirlenmesi.

(iii) Deprem merkez-üstlerinin konumlarını ve bunların belirlenen aktif faylar ile ilişkilerini incelemek üzere bir sismotektonik haritanın çizilmesi. Sismik veri tabanında yer alan depremlerin merkez-üstlerinin konumuna göre sismik kaynaklara dağıtılması ve buna bağlı olarak da her sismik kaynak için elde edilecek magnitüd-tekerrür ilişkisine göre magnitüd için bir olasılık dağılımının çıkartılması ve diğer sismisite parametrelerinin değerlerinin saptanması. Belirlenen sismik kaynakların hiçbiri ile ilişkilendirilemeyen depremlerin katkısını da dikkate almak üzere alansal geri plan sismik kaynakların tanımlanması.

(iv) Depremlerin zaman içinde oluşumları için uygun bir stokastik modelin seçilmesi.

(v) Yerel verilere dayanan bir yer hareketi tahmin (azalım) ilişkisinin çıkartılması ya da mevcutlar arasından uygun birinin seçilmesi.

(vi) Göz önünde tutulan tüm sismik kaynakların inşaat sahasındaki sismik tehlikeye katkılarını birleştirecek bir hesaplama algoritmasına göre seçilen deprem şiddeti ölçüsü ya da zemin hareketi parametresi için olasılık dağılımının elde edilmesi. Sayısal hesaplamalar, bu amaçla hazırlanmış olan bilgisayar yazılımları kullanılarak yapılacağından uygun bir yazılım paketinin seçilmesi.

(vii) Değişik türdeki belirsizliklerin değerlendirilmesinin ya doğrudan yapılması ya da duyarlılık analizleri ve mantık ağacı ya da benzeri yöntemler yolu ile bilgi eksikliğinden kaynaklanan (epistemik) belirsizliklerin etkilerinin sonuçlara yansıtılması.

(viii) Belirli aşılma olasılıklarına (ya da tekerrür sürelerine) karşı gelen deprem yer hareketi değerlerinin elde edilmesi ve bu değerlere göre deprem tehlikesi haritalarının çizilmesi.

Burada bu aşamaların içinden sadece deprem veri tabanının hazırlanması, magnitüd-tekerrür ilişkisi ve depremlerin zaman içinde oluşumları için uygun bir stokastik modelin seçilmesi konuları ele alınmıştır. Söz konusu bu aşamaların her biri aşağıdaki bölümlerde daha ayrıntılı olarak ortaya konulmuştur.

2. DEPREM VERİ TABANININ OLUŞTURULMASI

Sismik veri tabanının oluşturulmasında deprem katalogları en önemli veri kaynağıdır. Ancak deprem kataloglarındaki veriler doğrudan kullanıma uygun olmayabilir. Genellikle deprem kataloglarında deprem magnitüdüleri değişik ölçeklerde verilmektedir. Bunların tek bir ölçeğe çevrilerek, magnitüd açısından yeknesak bir veri tabanının oluşturulması tavsiye edilmektedir. Poisson modelinin içerdiği bağımsızlık varsayımı nedeni ile öncü ve artçı depremlerin ayıklanması da gerekebilir. Diğer bir problem de, deprem kataloglarında yer alan küçük magnitüd değerli depremler ile çok uzun tekerrür

sürekli büyük magnitudlü depremlerin sayılarının eksik olmasının yarattığı yanlılıktır. Aşağıdaki alt-bölümlerde bu problemlerin çözümüne yönelik işlemler kısaca özetlenmiştir.

2.1 Deprem Veri Tabanının Tek Bir Magnitud Ölçeğine Göre Oluşturulması

Kataloglarda yer alan değişik magnitud ölçeklerinin tek bir magnitud ölçeğine çevrilmesinde moment magnitudünün (M_w) esas alınması uygun olacaktır. Farklı büyüklük ölçeklerine göre (cisim dalga magnitudü – M_b , süre magnitudü – M_d , yerel magnitudü – M_L ve yüzey magnitudü – M_s) raporlanan deprem kayıtlarının M_w ölçeğine çevrilmesi oldukça önemli bir sorun teşkil etmektedir. Bu amaçla değişik ampirik dönüşüm ilişkileri geliştirilmiştir (örneğin Boore ve Joyner, 1982, Ulusay, v.d. 2004). Bu ilişkilerin elde edilmesinde yaygın olarak standart en küçük kareler regresyonu kullanılmıştır. Bu yöntem, aralarında bağıntı kurulacak değişkenlerden yalnızca bağımlı değişkende (M_w) hata (depremin rassal oluşumundan ileri gelen) olması durumunu göz önüne almaktadır. Ancak deprem büyüklüklerinin çeşitli nedenlerden kaynaklanan belirsizlikler yüzünden hatasız olarak belirlenmesi mümkün değildir. Dolayısıyla aralarında bağıntı kurulacak olan bağımlı ve bağımsız değişkenlerin her ikisinin de hata içermesi kaçınılmazdır. Böyle bir durumda regresyon analizi yapılabilmesi için ortogonal regresyon yönteminin kullanılması uygun olacaktır. Castellaro, v.d. (2006) standart regresyon yoluyla elde edilen dönüşüm denklemlerindeki yanlılığı incelemiş ve geliştirdikleri “Unified Italian Catalogue”da 0.4 magnitud değerlerine erişen hataların olabileceğini belirtmişlerdir.

Deniz ve Yüçemen (2010), ortogonal regresyon yöntemini ve son yüzyıl içerisinde ülke çapında meydana gelmiş bütün depremlerden oluşan bir veri tabanını kullanarak bir dizi dönüşüm ilişkileri elde etmiştir. Bu ilişkiler Denklem 1’de gösterilmiştir.

$$M_w = 2.25 \times M_b - 6.14 \quad (1a)$$

$$M_w = 1.27 \times M_d - 1.12 \quad (1b)$$

$$M_w = 1.57 \times M_L - 2.66 \quad (1c)$$

$$M_w = 0.54 \times M_s + 2.81 \quad (1d)$$

Ortogonal regresyon, çevirim ilişkilerinin eğimlerini standart en küçük kareler yöntemine göre her zaman daha büyük tahmin etmektedir. Bu nedenle büyük depremlerin magnitudlerini geleneksel yöntemlere göre daha büyük vermektedir. Küçük depremler için bunun tersi geçerli olmakla birlikte, bu depremlerin sismik tehlikeye katkısı zaten oldukça küçük seviyelerde kalmaktadır. Dolayısıyla deprem tehlikesinin tahmininde ortogonal regresyonun kullanılması durumunda geleneksel yöntemin sonuçlarına göre daha emniyetli tarafta değerler elde edilecektir.

2.2 Deprem Veri Tabanının İkincil Depremlerden Arındırılması

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

Öncü ve artçı şokların zaman ve mekana göre belirlenmesi için birçok çalışmalar yapılmıştır (örneğin: Omori, 1894, Gardner ve Knopoff, 1974, Prozorov ve Dziewonski, 1982, Van Dyck, 1985, Utsu, v.d., 1995, Savage ve Rupp, 2000 ve Kagan, 2002). Öncü

ve artçı depremler zamansal ve mekansal olarak ana şok etrafında benzer dağılımlar göstermektedirler. Bu nedenle, ikincil depremlerin tayini öncü ve artçı depremler için farklılık göstermemektedir. Sözü geçen çalışmalar mühendislik uygulamaları için belirli bir büyüklük seviyesindeki depremlerin, deprem bölgesi, sismik kaynak, ilgili fayın uzunluğu ve çeşidi gibi ayrımlar gözetilmeksizin aynı ikincil deprem aktivitesine yol açtığını kabul eden çalışmalardır. Burada da her bir deprem büyüklüğü seviyesi için, bu seviyede bulunan bir ana şoka belirli bir zaman ve uzaklık penceresi içinde kalan bütün depremlerin ilgili ana şokun artçı depremleri olduğu kabul edilmiştir. Bir depremin öncü deprem sayılabilmesi için ise, kendi büyüklük seviyesi için belirlenmiş olan zaman ve uzaklık pencerelerinin içerisinde, kendisinden daha büyük bir deprem bulunması gerekmektedir. Böyle durumlarda magnitudü daha büyük olan ikinci depremin ana şok olduğu varsayılmıştır. Bu varsayımlara istisna olarak, yalnızca magnitudü 6.0'dan büyük olan bütün depremlerin ana şok olduğu kabul edilmiştir.

Deniz (2006), yukarıda belirtilen varsayımlar çerçevesinde ve Van Dyck (1985), Utsu, v.d. (1995), Savage ve Rupp (2000) ve Kagan (2002) tarafından yapılan çalışmalara dayanarak zaman ve mekan pencerelerinin boyutlarını belirlemiştir. Bu dört çalışmada verilen değerlere dayanarak artçı şoklar için uzaklık penceresi boyutlarını, Gardner ve Knopoff (1974) ve Savage ve Rupp (2000) tarafından verilen değerlerin ortalamasını alarak da zaman pencerelerinin boyutlarını tespit etmiştir. Elde edilen uzaklık ve zaman pencerelerinin boyutları Tablo 1'de verilmiştir. Tabloda yer almayan ara değerlerin hesabında, zaman için doğrusal, uzaklık için de log-doğrusal enterpolasyon kullanılması önerilmiştir. Tablo 1'de verilen değerler kısıtlı bir araştırmaya dayanarak elde edilmiş öneri niteliğindeki değerlerdir ve bu durum sözü edilen değerlerin kullanımında göz önünde tutulmalıdır.

Tablo 1. Öncü ve artçı depremlerin ayırt edilmesinde kullanılacak olan uzaklık ve zaman pencerelerinin boyutları (Deniz, 2006)

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

2.3 Deprem Veri Tabanındaki Eksikliklerin (Yanlılığın) Giderilmesi

Üstel olasılık yoğunluk işlevinin parametrelerinin tahmini için kullanılacak deprem katalog verilerinin her magnitud düzeyinde eksiksiz olması gerekmektedir. Zaman içinde geriye doğru gidildikçe kataloglardaki deprem kayıtlarının hem kalitesi düşmekte hem de sayısı azalmaktadır. Yakın zaman içinde küçük, büyük tüm depremler kaydedilirken, çok eski kayıtlar sadece büyük depremleri içermektedir. Ayrıca kaydedilmiş depremler daima iskan edilmiş bölgelerde olup, insan yaşamından çok uzak yerde olan büyükçe depremlerin bile kayda geçmeme olasılığı vardır. Dolayısı ile deprem kataloglarındaki bu eksiklikler veri tabanında hem zamanda hem de mekanda yanlılıklara sebep olmaktadır. Buna bağlı olarak da bulunan tekerrür ilişkileri uzun süreli oluş sıklıklarını gerçekçi bir biçimde vermeyebilir. Bu nedenle, belirli bir

magnitüd aralığına düşen depremlerin eksiksiz olarak kayda geçirildiği zaman dilimini belirlemek gerekmektedir. Bu zaman dilimi belirlendikten sonra da o magnitüd aralığındaki depremlerin oluş sıklığı, sadece o zaman diliminde oluşan depremler göz önünde tutularak yapılacaktır.

Katalogda yer alan deprem sayılarının suni olarak, gözlemlerde mevcut eksikliklerden arındırılması için Stepp (1973) tarafından geliştirilmiş olan bir yöntem yaygın bir biçimde kullanılmaktadır. Bu yöntemde, depremler belirlenen magnitüd aralıklarına göre gruplandırılmakta ve her gruptaki depremlerin oluşumu noktasal bir süreç olarak alınmaktadır. Örneklem ortalamasının varyansının, örneklem sayısı ile ters orantılı olduğunu belirten temel istatistik kuralı bu yöntemde esas teşkil etmektedir. Bu kurala göre gözlem sayısını çoğaltarak varyansı istenildiği kadar küçültmek mümkündür, yeter ki deprem kayıtları zaman içinde eksiksiz ve süreç de durağan olsun. Eğer deprem oluşumu durağan bir süreç ise ortalama değer, varyans ve diğer istatistiksel momentler sabit kalacaktır. Birim zamana isabet eden deprem sayıları k_1, k_2, \dots, k_n ile gösterilecek olursa, bu örneklem grubu için yansız ortalama deprem sayısı:

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i \quad (2)$$

varyans da

$$\sigma_\lambda^2 = \frac{\lambda}{n} \quad (3)$$

olur. Denklem 3'de, n , birim zaman aralıklarının sayısıdır. Birim zaman aralığı bir yıl olarak alınırsa

$$\sigma_\lambda = \frac{\sqrt{\lambda}}{\sqrt{T}} = \sqrt{\frac{\lambda}{T}} \quad (4)$$

elde edilir. Burada, σ_λ ortalama değerinin standart sapması, T ise örneklemin yıl cinsinden zaman aralığıdır. Eğer durağanlık varsayımı geçerli ise, göz önünde tutulan örnekleme, λ belirlenen bir magnitüd aralığında sabit kalacak ve σ_λ , $1/\sqrt{T}$ şeklinde değişecektir. Eğer λ sabit olursa, o zaman durağanlığın gerçekleşeceği zaman aralığı, ortalama değer için iyi bir tahmin oluşturacak kadar uzun, ama kayıtların eksik olduğu aralıkları içermeyecek kadar da kısa olmalıdır. Bu zaman aralığı belirlendikten sonra, seçilen magnitüd grubundaki depremlerin ortalama yıllık sayısı ise sadece o zaman aralığında oluşan depremler göz önünde tutularak yapılacaktır.

3. DEPREM MAGNİTÜD-TEKERRÜR MODELLERİ

3.1 Üstel Dağılım Modeli

Deprem magnitüdülerinin olasılık dağılımı, magnitüdü ile bunların oluş sıklıkları arasındaki ilişkiyi gösteren tekerrür bağıntılarından çıkartılır. En yaygın kullanılan ilişki Richter (1958) tarafından önerilen aşağıdaki doğrusal magnitüd-sıklık ilişkisidir:

$$\log_{10} N(m) = a - bm \quad (5)$$

burada, $N(m)$ = birim zaman içinde magnitüd değeri m 'ye eşit ya da m 'den büyük ortalama deprem sayısı; a ve b = ilgili bölge için saptanan katsayılar; m = Richter magnitüdü ve $\log_{10} = 10$ tabanına göre logaritmadır. Eğer $\alpha = a(\ln 10)$ ve $\beta = b(\ln 10)$ olarak tanımlanırsa, Denklem 5 şu şekilde yazılabilir.

$$N(m) = e^{\alpha - \beta m} \quad (6)$$

Denklem 6'da α , bir bölgede olabilecek depremlerin toplam sayısına ilişkin bilgiyi yansıtmaktadır. α değerleri, genellikle göz önünde tutulan bölgenin büyüklüğü ve incelenen zaman süresi ile doğrudan doğruya ilgilidir. Buna karşılık β değerleri daha çok bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilidir ve büyük magnitüdü depremlerin küçükler olan göreceli oranını gösterir. Bu bakımdan, β değerleri bölgenin tektonik açıdan sismik etkinliğinin bir göstergesi olarak kabul edilir. β 'nın değeri sismik bölgeler arasında farklılık göstermektedir.

Genellikle, sismik tehlike analizlerinde magnitüd için m_0 gibi bir alt sınır saptanır. Alt sınır değerinden daha küçük magnitüdü depremler mühendislik yapılarında bir hasar yaratamayacaklarından, bunlar sismik tehlike analizine katılmazlar. Ayrıca, m_0 'dan daha küçük depremler için istatistiksel veriler çoğu kez güvenilir değildir. Geçmiş deprem kayıtları, sonsuz enerjinin açığa çıkmasının olanaksız olduğunu göstermektedir. Diğer bir deyimle, magnitüd için bir üst sınır vardır. Deprem magnitüdü üst sınırı, o bölgede beklenebilecek en büyük deprem magnitüdü m_1 ile belirlenecektir. Magnitüd için bir alt ve üst sınırın olduğu varsayılırsa, Denklem 6 kullanılarak magnitüd için aşağıda verilen birikimli dağılım işlevi, $F_M(m)$, elde edilir:

$$F_M(m) = \Pr(M < m | m_0 \leq m \leq m_1) = k \left(1 - e^{-\beta(m - m_0)} \right) \quad (7)$$

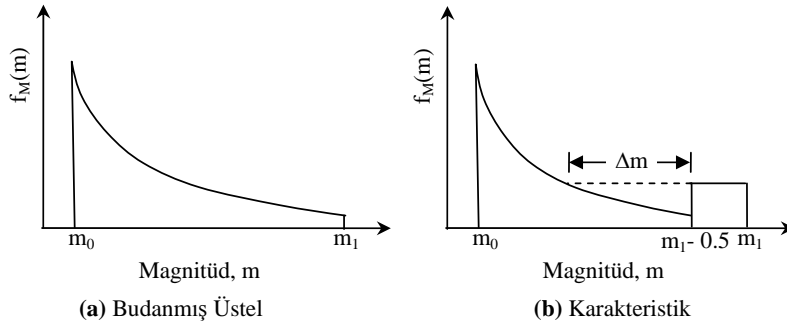
Burada,

$$k = \left[1 - e^{-\beta(m_1 - m_0)} \right]^{-1} \quad (8)$$

olup, birikimli dağılım işlevinin $m = m_1$ değerinde 1.0 olmasını sağlayan standartlaştırma katsayısıdır. Birikimli dağılım işlevinin magnitüde göre türevinin alınması ile aşağıda verilen olasılık yoğunluk işlevi, $f_M(m)$, bulunur:

$$\begin{aligned} f_M(m) &= k\beta e^{-\beta(m - m_0)} & m_0 \leq m \leq m_1 \\ &= 0 & \text{diğer yerlerde} \end{aligned} \quad (9)$$

Bu şekilde elde edilen budanmış üstel olasılık yoğunluk işlevi, Şekil 1(a)'da gösterilmiştir.

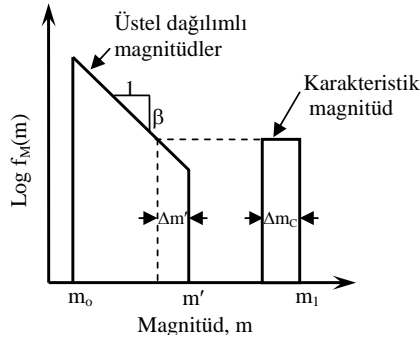


Şekil 1. Budanmış üstel ve karakteristik deprem modelleri için magnitüd olasılık yoğunluk işlevleri

Gözlem verilerine dayanarak üstel dağılımın parametrelerinin tahmini için değişik istatistiksel yöntemler kullanılabilir. Doğrusal regresyon ve en büyük olabilirlik istatistiksel tahmin yöntemleri en fazla tercih edilenlerdir. Standart en küçük kareler yöntemi, gözlenen ve tahmin edilen değerler arasındaki farkların karelerinin toplamalarının en küçüklenmesine dayanmaktadır. En küçük kareler regresyon yönteminin değişik uygulamaları mümkündür. Örneğin: frekans ya da birikimli frekans verilerinin kullanılması, regresyonun her bir magnitüd düzeyindeki frekanslara o magnitüd düzeyindeki gözlem sayısına göre verilen ağırlıklara göre yapılması (McGuire, 2004). En büyük olabilirlik yöntemi ise üstel dağılımın parametrelerini gözlenen magnitüd verilerinin olabilirliğini en büyükleyecek şekilde tahmin etmektedir. Değiştirilmiş en büyük olabilirlik yöntemi ise parametrelerin sağlam (robust) bir biçimde tahminine olanak sağlamaktadır (Yüçemen ve Akkaya, 2012).

3.2 Karakteristik Deprem Modeli

Geçmiş deprem verilerine göre hesaplanan deprem tekerrür tahminleri ile sismolojik ve jeolojik incelemelere göre yapılanlar arasındaki çelişkiler, araştırmacıları bu çelişkileri giderecek yeni tekerrür modellerinin geliştirilmesine teşvik etmiştir. Bunlar arasında Schwartz ve Coppersmith (1984) tarafından önerilen karakteristik deprem modeli en fazla kabul gören olmuştur. Schwartz ve Coppersmith (1984), üstel dağılım modelinin büyük alanlardaki magnitüd dağılımını yeterli bir biçimde tanımladığını, ama fay segmentlerinde oluşan büyük magnitüdü depremlerin oluş sıklığını eksik tahmin ettiğini belirterek, karakteristik deprem modelini önermişlerdir. Youngs ve Coppersmith (1985), karakteristik deprem modeli için geçerli olacak bir olasılık yoğunluk işlevini çıkartmışlardır. Bu modelde deprem magnitüdüleri m' değerine kadar üstel dağılımlı olarak alınmışlardır. Magnitüdü m' den büyük depremler karakteristik deprem olarak tanımlanmışlar ve bunların $m_1 - \Delta m_C$ ve m_1 arasında bir biçimli dağılım gösterdikleri varsayılmıştır (Şekil 2).



Şekil 2. Schwartz ve Coppersmith (1984) tarafından önerilen karakteristik deprem modeli

Bu modelin kullanımı için Youngs ve Coppersmith (1985) bazı basitleştirici varsayımlar yapmışlardır. Δm_C , 0.5 ve $m' = m_1 - \Delta m_C$ olarak alınmıştır. Karakteristik depremin frekansının da üstel dağılımın $(m' - 1.0)$ değerindeki frekansa eşit olduğu varsayılmıştır. Bu varsayımların uygulanması ve olasılık yoğunluk işlevinin altındaki toplam alanın 1 olmasının sağlanması için gerekli işlemin yapılması ile, karakteristik deprem modeli için aşağıda verilen olasılık yoğunluk işlevi elde edilmiştir:

$$f_M(m) = \begin{cases} k\beta e^{-\beta(m-m_0)} & m_0 \leq m \leq m_1 - 0.5 \\ k\beta e^{-\beta((m_1 - \frac{3}{2}) - m_0)} & m_1 - 0.5 \leq m \leq m_1 \end{cases} \quad (10)$$

burada, k olasılık yoğunluk işlevinin altındaki toplam alanın 1 olmasını sağlayan katsayıdır ve şu şekilde ifade edilmiştir:

$$k = \left[1 - e^{-\beta(m_1 - 0.5 - m_0)} + \beta e^{-\beta(m_1 - \frac{3}{2} - m_0)} 0.5 \right]^{-1} \quad (11)$$

Bu varsayımlara göre ortaya çıkan olasılık yoğunluk işlevinin biçimi, Şekil 1(b)'de gösterilmiştir. Bu şekilde, $\Delta m = 1$ dir.

Sismik tehlike analizinde en önemli parametrelerden biri de sismik kaynaklar için belirlenecek olan deprem magnitüdü üst sınırıdır. Bu değer tahmini için değişik yöntemler vardır. Gözlenmiş en büyük deprem magnitüdünün bir miktar artırılarak kullanılması bu yöntemlerden bir tanesidir. Diğer yöntemler kırılma boyu-magnitüd ve atım-magnitüd korelasyonlarına dayanmaktadır (Wells ve Coppersmith, 1994). Mevcut tüm yerel veriler ve belirtilen bu yöntemler kullanılarak m_1 için en iyi tahmin yapılmalıdır.

4. DEPREMLERİN ZAMAN İÇİNDE OLUŞUM MODELLERİ

Depremlerin zaman içinde gösterdikleri rassal dağılımın modellenmesi için değişik stokastik modeller geliştirilmiştir. Olasılıksal sismik tehlike analizi çalışmalarının çoğunluğunda depremlerin zaman içindeki oluşumları homojen Poisson süreci ile modellenmektedir. Poisson modelinde deprem olaylarının birbirlerinden bağımsız oldukları varsayılmaktadır. Bir sismik kaynak içerisinde ve belirli bir t zaman aralığında en az bir deprem olma olasılığı şöyledir:

$$\Pr(N \geq 1) = 1 - e^{-v \cdot t} \quad (12)$$

burada, v , incelenen bölgede, birim zaman süresinde (genellikle bir yıl) meydana gelen magnitudü m_0 'a eşit veya m_0 'dan büyük depremlerin ortalama sayısı olup, $1/v$ ise yıl cinsinden ortalama tekerrür süresine eşittir. Poisson modelinde, v zaman içinde değişmeyen sabit bir değere eşittir.

Depremlerin zamana olan bağımlılığını modellemek üzere yinelenme modellerini kullanmak mümkündür. Yinelenme sürecine dayanan modellerde, depremlerin oluşumu, aynı dağılıma sahip tekerrür süreleri olan bir olaylar dizisi şeklinde alınmaktadır. Diğer bir deyimle gelecekte olacak depremin beklenen zamanı sadece bir önceki depremin olduğu tarihe bağımlıdır. Fay segmentinde meydana gelen bir deprem sonraki deprem için yinelenme sürecini başlangıç durumuna getirerek tekrar başlatmaktadır. Zamana bağımlılık, tekerrür süreleri için varsayılan dağılımlara bağlı olan tehlike oranı yolu ile modellenmektedir. Tehlike oranı aşağıda denklemleri verilen tehlike fonksiyonuna bağlıdır:

$$h(t) = \frac{f_T(t)}{1 - F_T(t)} \quad (13)$$

burada, $f_T(t)$ ve $F_T(t)$, sırası ile olaylar arası zamanın olasılık yoğunluk ve birikimli dağılım işlevleridir. Örneğin, Poisson süreci, tehlike oranının sabit ve tekerrür sürelerinin üstel dağılıma sahip olduğu bir yinelenme sürecidir.

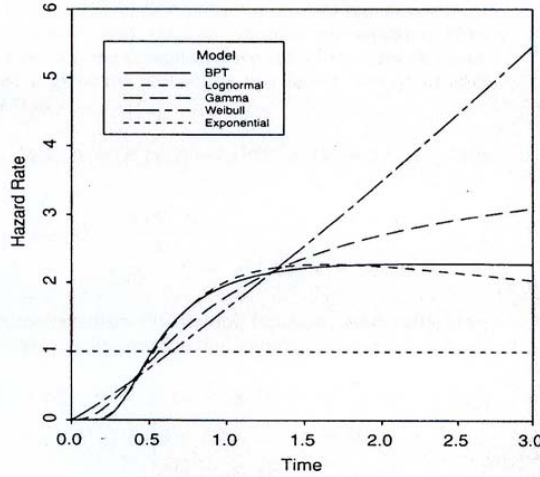
Esteva (1970) tekerrür süreleri için gamma dağılımını önermiştir. Weibull dağılımı, elastik geri tepme kuramı (Reid, 1910) ile uyumlu olarak, en son deprem olayından sonra geçen süre ile artan bir tehlike oranına sahip olması nedeni ile tekerrür zamanları için sıkça kullanılmıştır (örneğin, Kameda ve Ozaki, 1979; Hagiwara, 1974; Brillinger, 1982). Yakın bir zaman önce Brownian Aşma Zamanı (Brownian Passage Time) modeli, karakteristik depremlerin tekerrür sürelerinin olasılık dağılımı için önerilmiştir (Matthews, v.d., 2002). Brownian Aşma Zamanı (BAZ) modeli, San Francisco için 2002 yılında yapılan sismik tehlike analizinde kullanılmıştır. BAZ modeli için geçerli olan olasılık yoğunluk işlevi şöyledir (Matthews, v.d. 2002):

$$f_T(t) = \left(\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3} \right)^{1/2} e^{-\left(\frac{(t-\mu)^2}{2\alpha^2 \mu t} \right)} \quad (14)$$

burada, μ ortalama tekerrür süresi ve α aperiodyklik parametresi olup aynı zamanda standart sapmanın ortalama değere oranı olan değişkenlik katsayısına eşittir. Yinelenme modelinde, tekerrür süresi için kullanılan değişik olasılık dağılımları için geçerli olan tehlike oranı işlevlerinin değişimi Şekil 3'de gösterilmiştir. Bu şekilde de görüleceği üzere lognormal ve BAZ modelleri birbirlerine çok yakın değerler vermekte olup, depremlerin zamana bağımlı oluşum süreçlerini en iyi şekilde tasvir etmektedirler.

Wu, v.d. (1995), karma (hybrid) yinelenme modelini geliştirmişlerdir. Bu modele göre, büyük magnitudü karakteristlik depremlerin zamana olan bağımlılığı yinelenme süreci ile modellenmiş ve daha küçük depremler için kabul edilen üstel dağılım ile birleştirilmiştir. Karma yinelenme modeli, büyük magnitudü karakteristlik depremlerin periyodik olarak meydana geldiği varsayımını içerebilmek için hafızasız Poisson

modelini değiştirmektedir. Bu değişiklik karakteristik depremler için kabul edilen tek adımlık hafızadır. Diğer bir deyimle, bu modelde büyük magnitüdü karakteristik depremlerin oluşumunun bir önceki karakteristik depremden sonra geçen zamana bağımlı olduğu varsayılmaktadır. Buna ek olarak daha önceki bölümde de açıklandığı gibi, büyük magnitüdü karakteristik depremlerin olasılık dağılımı için üstel dağılım yerine, karakteristik depremin yer aldığı dar aralıkta yoğunlaşmış bir biçimli (uniform) bir olasılık dağılımı varsayılmaktadır (bakınız Şekil 1 (b) ve 2).



Şekil 3. Tekerrür süresi için kullanılan değişik olasılık dağılımları için geçerli olan tehlike oranı işlevleri. Üstel dağılım haricindeki tüm dağılımlar için ortalama değer 1, standart sapma ise 0.5'tir. (Matthews, v.d. 2002)

5. YER HAREKETİ TAHMİN DENKLEMİ

Sismik tehlikenin tahmini için depremin etkinliğini yansıtan bir zemin hareketi parametresi seçilmelidir. Bundan sonra da o parametrenin azalmasına ilişkin bir model geliştirmelidir. Zemin hareketi tahmin ya da azalım modelleri zemin hareketi parametrelerinin özelliklerinin odak noktasından ya da sismik kaynağın seçilen bir noktasından uzaklaştıkça nasıl değişeceğini gösteren ve çoğunlukla gözlemsel yollarla elde edilen denklemlerdir. Bu denklemler genellikle m magnitüdüdeki bir depremin, r uzaklığındaki inşaat sahasında yaratacağı en büyük zemin hareketi parametresinin değerini veren bir fonksiyon şeklindedir. Uzaklık olarak, merkez-üstü, odak ya da sismik kaynak üzerindeki bir noktadan ölçülen mesafeler alınmaktadır. Ayrıca inşaat sahasının zemin özelliklerini yansıtan bir parametre de bu ilişkilerde yer alabilmektedir. Bazı azalım ilişkileri fayın türünü de göz önünde tutmaktadır. Bu azalım ilişkilerinin genel yapısı aşağıda verilen denklem ile tanımlanabilir (Araya ve Der Kiureghian, 1988):

$$Y = N_y f(M, R, SP_i) \quad (15)$$

Burada, Y =tahmin edilecek olan kuvvetli yer hareketi parametresi (bağımlı değişken); N_y =azalım ilişkisindeki (ortalama tahmin eğrisi) belirsizlik (saçılım) için rassal düzeltme katsayısı; R =depremden inşaat sahasına olan "tanımlanmış" uzaklık ölçüsü; M =deprem büyüklüğünü gösteren herhangi bir ölçekteki magnitüd değeri; SP_i = deprem kaynağı, dalga yayılma hattı, yerel zemin koşulları ile ilgili parametreler.

Zemin hareketi tahmin ilişkisi genellikle en küçük kareler yönteminin gözlemsel verilere uygulanması ile elde edilen bir eğri şeklindedir. Bu eğrinin etrafındaki saçılımdan doğan belirsizliğin analize yansıtılması, bundan sonraki bölümde anlatılacağı üzere rassal düzeltme katsayısı N_y ile sağlanmaktadır.

6. BELİRSİZLİKLERİN ANALİZİ

Olasılıksal sismik tehlike analizinde temelde birbirinden farklı iki tür belirsizlik vardır. Şu an kullanılan terminolojiye göre bunlar rassal (aleatory) ve bilgiye dayalı (epistemic) belirsizliklerdir. Rassallıktan kaynaklanan belirsizlikler sismik tehlikeyi etkileyen fiziksel olayların doğasında mevcut olan rassallık ve değişkenlikten kaynaklanmaktadır ve daha fazla veri ve bilgi elde edilerek azaltılmaları mümkün değildir. Gelecekte olacak bir depremin yeri, büyüklüğü, fay kırılmasının boyutları ve yönü bu tür belirsizliğin örnekleridir. Bilgi/veri eksikliğinden kaynaklanan belirsizliği ise elde edilecek yeni bilgiler ve veriler ile azaltmak mümkündür. Sismotektonik bölgelerin konumu, sismisite parametrelerinin dağılımlarındaki istatistiksel parametrelerdeki belirsizlikler bu tür belirsizliğe örnektir.

6.1 Zemin Hareketi Tahmin Modelindeki Belirsizlik

Sismik tehlike analizinde en önemli belirsizlik kaynaklarından biri kullanılan azalım ilişkisidir. Bu “aleotrik” belirsizliğin modele doğrudan yansıtılması Denklem 15’de gösterildiği gibi azalım ilişkisinin N_y ile simgelenen rassal düzeltme katsayısı ile çarpılması ve birinci mertebe belirsizlik analizi yönteminin kullanılması ile sağlanmıştır. Genellikle, N_y , beklenen değeri (ortalaması) 1 olan (yani ortalama tahmin eğrisinde bir yanlılığın olmadığı) lognormal dağılımlı bir değişken olarak alınmaktadır. Azalım ilişkileri çoğunlukla $\ln Y$ cinsinden ifade edildiğinden, düzeltme katsayısı da toplam ve $\ln N_y$ şeklinde olacaktır. Bu durumda $\ln N_y$ ortalaması, $\mu=0$ ve standart sapması, σ_a , olan normal dağılımlı bir rassal değişkene dönüşür. Azalım ilişkisindeki belirsizliğin (saçılımın) ölçüsü olan standart sapma, σ_a , vasıtası ile azalım ilişkisindeki belirsizlik sismik tehlike sonuçlarına yansıtılmaktadır. Genellikle literatürde yer alan azalım ilişkileri, σ_a değeri ile birlikte verilmektedir. Yerel verilere dayanmayan “ithal” azalım ilişkilerinin kullanıldığı durumda σ_a değerini arttırmak gerekebilir.

6.2 Sismik Kaynakların Konumundaki Belirsizlik

Diğer bir belirsizlik sebebi de sismik kaynak bölgelerinin belirlenmesi ile ilgilidir. Bu belirsizliğin sonuçlara yansıtılması için klasik sismik tehlike modellerindeki deterministik bölge sınırları yerine, bu sınırların konumunun rassal olduğu varsayılmıştır. Bender (1986) tarafından önerilen modelde depremlerin beklenen konumu birbiçimli dağılım olarak alınmış, ancak ortalama konum etrafındaki belirsizlik iki değişkenli Gauss (normal) dağılımı ile modellenmiştir. Ortalama vektör, (\bar{x}, \bar{y}) en olası konumu, standart sapma σ ise konumdaki belirsizliği göstermektedir. En olası konumdan, δ_x ve δ_y miktarlarında bir sapma olasılığı aşağıdaki yoğunluk işlevi ile orantılı olacaktır:

$$f(\delta_x, \delta_y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{\delta_x^2 + \delta_y^2}{2\sigma^2}\right) \quad (16)$$

Burada, x ve y birbirine dik iki eksenini simgelemektedir ve her iki eksen boyunca konumdaki belirsizliğin eşit olduğu varsayılmıştır.

Yücemen ve Gülkan (1994), Bender (1986) tarafından önerilen modeli, konumdaki yöne bağlı belirsizliği içerecek şekilde geliştirmişlerdir. Eğer konumdaki belirsizlik birbirine dik iki eksen boyunca aynı değilse, o zaman Denklem 16 şu şekilde yazılacaktır (Yücemen ve Gülkan, 1994):

$$f(\delta_x, \delta_y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} \exp\left[-\left(\frac{\delta_x^2}{2\sigma_x^2} + \frac{\delta_y^2}{2\sigma_y^2}\right)\right] \quad (17)$$

Denklem 16 ve 17 ile bir sismik kaynağın sınırlarındaki belirsizlik inşaat sahasında oluşacak zemin hareketi parametresine yansıtılmış olacaktır; zira bir sismik kaynaktaki oluşacak depremlerin beklenen konumları (δ_x, δ_y) miktarında kaydırılırsa, bu o sismik kaynağın sınırlarının da aynı miktarda yer değiştireceği anlamına gelir. Burada dikkat çekilmesi gereken husus, bir kaynak bölgesinde meydana gelen depremin koordinatlarındaki σ_x ve σ_y ile gösterilen belirsizliğin, o depremi içine alan bölgenin sınırlarında aynı değerlere sahip bir belirsizliğe eşdeğer olduğu gerçeğidir. Sismik kaynakların konumundaki belirsizliği yukarıda anlatılan model ile sonuçlara doğrudan yansıtmak SEISRISK-III programı (Bender ve Perkins, 1987) ile mümkün olmaktadır.

6.3 Sismik Kaynak Parametrelerinin Tahmin Edilen Değerlerindeki Belirsizlikler ve Mantık Ağacı Yöntemi

Olasılıksal sismik tehlike analizi modelinde bulunan yıllık sismik tehlike değeri, $P(Y > y)$, sismik parametreler v , β ve m_1 'in verilen değerlerine, sismik kaynak modellemesine ve diğer varsayımlara bağlıdır. Dolayısı ile hesaplanan sismik tehlike değerleri koşullu olasılıklardır, ve $P(Y > y / v, \beta, m_1, A_j)$ şeklinde yazılmalıdır. Burada A_j değişik varsayımları simgelemektedir. Sismik parametrelerin tahminindeki ve değişik varsayımlardaki epistemik belirsizliklerin sonuçlara yansıtılması, aşağıda özetlenen ve genellikle mantık ağacı (logic-tree) olarak adlandırılan şu basit yöntemle, dolaylı olarak yapılabilir (Yücemen, 1982):

(i) Sismik parametrelerin değerlerine, sismik kaynakların konumuna, azalım ilişkisine, sismik veri tabanına ve diğer hususlara ilişkin her varsayıma, o varsayımın diğerlerine göre doğru olma olasılığını yansıtan öznel olasılık değerleri verilir.

(ii) Her bir varsayım grubu için (mesela, bir v değeri, bir β değeri, bir m_1 değeri, bir azalım ilişkisi ve kaynakların konumuna ilişkin bir varsayım), o grubu oluşturan varsayımların öznel olasılıklarının çarpımına eşit olan birleşik olasılık değeri bulunur. Bu şekilde hesaplanan birleşik olasılıkların toplamının bire eşit olması gereklidir. Ayrıca en iyi tahminlerden oluşan grup için bulunacak birleşik olasılık değerinin de en büyük olması beklenir.

(iii) Her bir varsayım için sismik tehlike hesabı yapılır. Bulunan aşılma olasılığı o varsayım grubu için belirlenen birleşik olasılık değeri ile çarpılır. Birleşik olasılıklarla çarpılmış aşılma olasılıklarının toplamı aranılan sismik tehlike değerini verecektir.

Toplam olasılık kuramına göre hesaplanan bu ağırlıklı ortalama sismik tehlikeye “Bayes” tahmini denilecektir. Matematiksel olarak ifade edilirse:

$$P(Y > y) = \sum_{j=1}^n P(Y > y/G_j)w_j \quad (18)$$

burada, $G_j=j$ sayılı varsayım grubu; $w_j=P(G_j)$, j sayılı varsayım grubunun diğerlerine göre doğru olma olasılığını yansıtan birleşik öznel olasılık; $n=göz$ önünde tutulan varsayım takımlarının toplam sayısıdır.

7. SONUÇLAR

Bir “deprem laboratuvarı” olarak nitelendirebileceğimiz ülkemizde geçmiş deprem verilerinden en iyi bir şekilde yararlanmak için, istatistik, sismoloji, jeoloji ve deprem mühendisliği dallarında yetişmiş uzmanlardan oluşan grup çalışmalarına gereksinim vardır. Deprem, istatistik uzmanlarının katılımının kaçınılmaz olduğu ve disiplinlerarası bir ortamda araştırılması gereken bir konudur. Burada elde edilen başlıca sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

(i) Yeni nesil sismik tehlike haritalarının hazırlanmasında aktif faylardan kaynaklanan sismik tehlikenin özellikle dikkate alınması ve faylarla ilgili mevcut bilgilerle uyumlu stokastik modellerin kullanılması gereklidir. Aktif faylardan kaynaklanan tehlikenin modellenmesine uygun olan yinelenme rassal süreci bu tür çalışmalarda göz önünde tutulmalıdır.

(ii) Rassal (aleatory) ya da bilgilerin yetersizliğinden (epistemic) kaynaklanan tüm belirsizliklerin etkilerinin sismik tehlike analizine yansıtılması çok önemlidir. Bunun gerçekleştirilmesi ise olasılık ve istatistik kuram ve yöntemlerinin kullanılması ile mümkündür. Ancak bu kuram ve yöntemlerin uygulamasında öngörülen koşulların sağlanıp sağlanmadığının gerektiği gibi kontrol edilmesi şarttır.

(iii) Kataloglarda yer alan değişik magnitüd ölçeklerinin tek bir magnitüd ölçeğine, örneğin moment magnitüdüne (M_w), dönüştürülmesi gereklidir. Dönüşüm ilişkilerinin elde edilmesinde EKK regresyonu yerine ortogonal regresyon yönteminin kullanılması daha uygun olacaktır. Ortogonal regresyon, çevirim ilişkilerinin eğimlerini standart en küçük kareler yöntemine göre her zaman daha büyük tahmin etmekte ve bu nedenle de büyük depremlerin magnitüdlarını geleneksel yöntemlere göre daha büyük vermektedir. Dolayısıyla deprem tehlikesinin tahmininde ortogonal regresyonun kullanılması durumunda geleneksel yöntemin sonuçlarına göre daha emniyetli tarafta değerler elde edilecektir.

(iv) Depremlerin zaman uzayında oluşumları bir Poisson süreci olarak alınabilir. Poisson dağılımı, rassal olarak oluşan büyük magnitüdü ana şokların oluşumu için geçerli bir model olup, bu basit modelden elde edilen sonuçlar genellikle daha karmaşık bazı diğer stokastik modellerden (örneğin Markov) bulunan sonuçlarla uyum içindedir. Ancak Kuzey Anadolu ve San Andreas gibi fay zonlarında yapılan paleo-sismik çalışmalar bu faylarda belirli büyüklükteki depremlerin periyodik olarak ortaya çıktığını göstermiştir. Diğer bir deyimle, bu gibi fayların yaratabileceği ve karakteristik deprem olarak adlandırılan büyük depremlerin tekerrür süreleri daha önce meydana gelmiş

büyük magnitüdü sismik etkinlikle bağımlıdır. Bu durumda yinelenme modeli, Poisson modeline kıyasla karakteristik depremlerin oluşumu için daha uygun bir stokastik model olmaktadır.

8. KAYNAKLAR

Araya, R., Der Kiureghian, A., 1988. Seismic Hazard Analysis: Improved Models, Uncertainties and Sensitivities, EERC Report No. UCB/EERC-90/11, College of Engineering, University of California, Berkeley.

Bender, B., 1986. Modeling Source Zone Boundary in Seismic Hazard Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 76(2): 329-341.

Bender, B., Perkins, D., 1987. SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation, U.S.G.S. Bulletin 1772.

Boore, D. M., Joyner, W. B., 1982. The Empirical Prediction of Ground Motion, Bull. Seism. Soc. Am., 72(6): 43-60.

Brillinger, D. R., 1982. Some Bounds for Seismic Risk, Bull. Seism. Soc. Am., 72(4): 1403-1410.

Castellaro, S., Mulargia, F., Kagan. Y. Y., 2006. Regression Problems for Magnitudes, Geophys J Int, 165: 913-930.

Deniz, A. (2006) Estimation of Earthquake Insurance Premium Rates for Turkey, M.Sc. Thesis, Dept. of Civil Engineering, METU.

Deniz, A., Yüçemen, M. S., 2010. Magnitude Conversion Problem for the Turkish Earthquake Data, Natural Hazards, 55(2): 333-352.

Esteva, L., 1970 Seismic Risk and Seismic Design Decisions, in Seismic Design for Nuclear Power Plants, Ed. Hansen, R. J., MIT Press, Cambridge, Mass.

Gardner, J. K., Knopoff, L., 1974. Is the Sequence of Earthquakes in Southern California, with Aftershocks Removed, Poissonian?, Bull. Seism. Soc. Am., 64: 1363-1367.

Hagiwara, Y., 1974. Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from a Weibull Distribution Analysis of Crustal Strain, Tectonophysics, 23(3): 313-318.

Kagan, Y. Y., 2002. Aftershock Zone Scaling, Bull. Seism. Soc. Am., 92(2): 641-655.

Kameda, H., Ozaki, Y., 1979. A Renewal Process Model for Use In Seismic Risk Analysis, Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyoto University, 41: 11-35.

Matthews, M. V., Ellsworth, W. L., Reasenberg, P. A., 2002. A Brownian Model for Recurrent Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 92(6): 2233-2250.

McGuire, R. K., 2004. Seismic Hazard and Risk Analysis, EERI, MNO-10, Oakland, CA.

Omori, F., 1894. On the Aftershocks of Earthquakes, Journal of College of Science, Imperial University, Tokyo, 7: 111-200.

Prozorov, A. G., Dziewonski, A. M., 1982. A Method of Studying Variations in the Clustering Property of Earthquakes: Application to the Analysis of Global Seismicity, Journal of Geophysical Research, 87(B4): 2829-2839.

Reid, H. F., 1910. The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C., 2: 16-28.

Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology, W.H. Freeman and Company, San Francisco.

Savage, M. K., Rupp, S. H., 2000. Foreshock Probabilities in New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 43: 461-469.

Schwartz, D. P., Coppersmith K. J., 1984. Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones, J. Geophys. Res. 89: 5681-5698.

Stepp, J.C., 1973. Analysis of the Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area, in Contributions to Seismic Zoning, S. T. Handing (Ed.), National Oceanic and Atmospheric Technical Report EERL 267-ESL 30.

Ulusay, R., Tuncay, E., Sönmez, H., Gökçeoğlu, C., 2004. An Attenuation Relationship Based on Turkish Strong Motion Data and Iso-Acceleration Map of Turkey, Engineering Geology, 74: 265-291.

Utsu, T., Ogata, Y., Matsu'ura, R. S., 1995. The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of Aftershock Activity, Journal of Physics of the Earth, 43: 1-33.

Van Dyck, J. F. M., 1985. Statistical Analysis of Earthquake Catalogs, PhD. Thesis, Civil Engineering Department, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994. New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84(4): 974-1002.

Wu, S. C., Cornell, C. A., Winterstein, S. R., 1995. A Hybrid Model and its Implication on Seismic Hazard Results, Bull. Seism. Soc. Am., 85: 1-16.

Youngs, R. R., Coppersmith, K. J., 1985. Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Models to Probabilistic Seismic Hazard Estimates, Bull. Seism. Soc. Am., 75: 939-964.

Yüccemen, M. S., 1982. Sismik Risk Analizi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, 160 s.

Yüccemen, M. S., Gülkan, P., 1994. Seismic Hazard Analysis with Randomly Located Sources, Natural Hazards, Kluwer Academic Publishers, 9: 215-233.

Yüccemen, M. S., Akkaya, A. D., 2012. Robust Estimation of Magnitude-Frequency Relationship Parameters, Structural Safety, 38: 32-39.

ESTIMATION OF SEISMIC HAZARD: PROBABILISTIC AND STATISTICAL METHODS

ABSTRACT

Considering the aleatory uncertainties related to earthquake occurrences with respect to time, space, magnitude and the additional epistemic uncertainties, probabilistic methods appear to be more appropriate. However, in implementing the probabilistic and statistical methods, engineers very seldom check the validity of the underlying assumptions with respect to the available data. This may lead to serious errors and most often those who apply these methods are unaware of the resulting errors. In this paper, the basic steps for the development of seismic hazard maps are stated together with the necessary background and supporting information for the implementation of these steps. Also attention is drawn to the possible errors committed in utilizing the statistical methods for the assessment of seismic hazard.

Keywords: Probabilistic seismic hazard analysis, Orthogonal regression, Renewal model, Magnitude-recurrence relationship.