

# MAGNİTÜD HATALARININ SİSMİK RİSK HESAPLARINDAKİ ETKİSİ VE ERZİNCAN ÇEVRESİNDE DEPREM RİSKİ

## Effects of Magnitude Errors in Seismic Risk Estimates and the Seismic Risk in Erzincan and Vicinity

Ömer ALPTEKİN\*\*\* ve Ali Osman ÖNCEL\*

### ÖZET

En büyük olasılık yöntemiyle farklı magnitüd sınır değerlerine sahip farklı niteliklerdeki tamam kataloglar ile sadece büyük depremleri içeren eksik kataloglar ayrı ayrı veya birlikte kullanılarak deprem risk parametreleri (maksimum bölgesel magnitüd  $M_{max}$ , aktiflik oran  $\lambda$  ve Gutenberg-Richter bağıntısının  $b$  parametresi) hesaplanabilmektedir. Kijko ve Sellevoll (1992) yöntemi geliştirmişler ve magnitüd hatalarını dikkate alan iki model önermişlerdir. Katı sınırlı Model denilen ilk modelde deprem magnitudü alt ve üst sınırları ile belirlenmiş olup, bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitüd içerdiği varsayılmaktadır. Yumuşak sınırlı model denilen ikinci modelde ise deprem magnitudündeki belirsizliğin bir Gauss dağılımı gösterdiği önerilmektedir.

Bu yaklaşım ile Kuzey Anadolu Fay zonunun (KAFZ) doğu kesimini içine alan ve Erzincan çevresini de kapsayan  $37.5^{\circ}$  -  $42.0^{\circ}$ D boylamları ile  $38.50^{\circ}$  -  $40.5^{\circ}$ K enlemleri arasındaki bölge için tarihsel dönem (950-1899) ve aletsel dönem (1900-1961 ve 1962-1984) deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri hesaplanmıştır.

Erzincan ve çevresi için magnitüd hatalarının ihmal edildiği hal ile katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için hesaplanan  $b$  değerleri sırası ile 0.83, 0.80 ve 0.75;  $\lambda_{4.0}$  etkinlik değerleri 2.48, 1.55 ve 1.20;  $M_{max}$  değerleri ise 8.63, 8.8 ve 8.67 dir. Bu sonuçlara göre hesaplanan depremlerin yinelenme zamanları yumuşak sınırlı modelin magnitud hatalarına daha duyarlı olduğunu göstermektedir ve 7.5 dan büyük magnitudler için yinelenme zamanlarının tahmininde magnitüd belirsizliklerinden doğan hataların önemli olabileceği anlaşılmaktadır.

### ABSTRACT

The maximum likelihood method has been widely used in estimation of the earthquake hazard parameters; the maximum regional magnitude  $M_{max}$ , the activity rate  $\lambda$ , and the  $b$ -parameter of the Gutenberg-Richter relation, from complete and incomplete data files. Recently, Kijko and Sellevoll (1992) extended this method to incorporate the uncertainty in magnitude estimates. Two different models of magnitude uncertainty are considered. In the first model, which is called the hard bounds model, the earthquake magnitude is specified by the lower and the upper magnitude limits. The unknown true magnitude is contained in this interval. In the second model, which is called the soft bounds model, the magnitude uncertainty describes a Gauss distribution.

This approach is applied to a seismically active area between  $38.5^{\circ}$  -  $40.5^{\circ}$ N latitudes and  $37.5^{\circ}$  -  $42.0^{\circ}$ E longitudes (which covers Erzincan and its vicinity) on the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Seismic risk parameters are estimated by using the historical period (950-1899), and the instrumental period (1900-1961 and 1962-1984) earthquake catalogs. Seismic risk parameters for Erzincan and its vicinity computed for the case when the magnitude uncertainty is ignored and for the hard bounds and the soft bounds models are  $b=0.83$ ,  $b=0.80$  and  $b=0.75$ ;  $\lambda_{4.0}=2.48$ ,  $\lambda_{4.0}=1.55$  and  $\lambda_{4.0}=1.20$ ;  $M_{max}=8.63$ ,  $M_{max}=8.8$  and  $M_{max}=8.67$ , respectively. Estimated return periods based on these results show that the soft bounds model is more sensitive to magnitude uncertainty. Errors in estimated return periods become significant for magnitudes larger than 7.5.

\* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul.

\*\* TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi Yerbilimleri Bölümü, P.K. 21, 41470 Gebze, Kocaeli.

## GİRİŞ

Bir bölgenin depremselliğini yansıtan en önemli parametrelerden olan sismik risk parametreleri,  $M_{max}$  en büyük bölgesel magnitüd,  $\lambda$  aktiflik oranı ve Gutenberg-Richter bağıntısının b-parametresi'nin hesaplanmasında kullanılan verinin özellikleri büyük önem taşımaktadır. Bilindiği gibi, sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında tarihsel ve aletsel dönem deprem katalogları kullanılmaktadır. Tarihsel dönem deprem katalogları aletsel sismolojinin başladığı 1900 yılına kadar olan ve yalnızca yaptıkları hasar veya hissediliş derecelerine göre belirlenebilmiş, depremleri içermektedir. Dolayısı ile bu kataloglarda belirli bir magnitüden daha küçük magnitüdü depremler eksik olduğu gibi, kayıtlardaki düzensizliklerden kaynaklanan boşluklar bulunmaktadır. Aletsel dönem deprem katalogları ise 1900 yılından günümüze kadar olan ve hem aletsel hem de gözlemsel olarak belirlenebilmiş depremleri içermektedir. Bu kataloglar da, kullanılan aletlerin algılama kapasitelerine göre ancak belirli bir magnitüden daha büyük depremler için tamam sayılabilmekte ve aletsel problemlerden kaynaklanan boşluklar içerebilmektedir.

Tamam ve eksik deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında en büyük olasılık yöntemi (the maksimum likelihood method) başarı ile kullanılabilir. Kijko ve Sellevoll'un (1989) bu amaçla geliştirdiği yöntem yalnızca büyük depremlerden oluşan tarihsel dönem deprem kataloglarının ve tamam olduğu varsayılan aletsel dönem deprem kataloglarının ayrı ayrı veya birlikte kullanılabilmesine izin verir. Ayrıca, kataloglarda boşluklar bulunabileceği gibi, tamam olduğu varsayılan katalogun farklı bölümlerinde kesme magnitüdü, yani magnitüdü alt sınırı farklı olabilmektedir. Bu kolaylıklara rağmen, Kijko ve Sellevoll'un (1989) yöntemi magnitüdüdeki hataları dikkate alamamaktadır. Oysa, deprem magnitüdü hiçbir zaman tamamiyle doğru olarak bilinmemektedir. Tarihsel depremlere ait magnitüd bilgileri makrosismik gözlemlere dayandığından ve çoğu zaman bu gözlemler yeterince açık olmadığından ve yorumcuya göre değişebildiğinden büyük belirsizlikler içerir. Ayrıca, makrosismik gözlemlerin (şiddet değerlerinin) magnitüde dönüştürülmesinde de hatalar olmaktadır (Ambraseys ve diğ. 1983. Bender 1987, Tinti ve diğ. 1987). Öte yandan, aletsel olarak belirlenmiş magnitüdüde de büyük belirsizlikler olabileceği gibi katalog içinde magnitüd türünün aynı olmasını sağlamak için ampirik bağıntılar ile yapılan magnitüd dönüşümlerinden kaynaklanan belirsizlikler vardır. Chung ve Bernreuter (1981) bu işlemin her zaman geçerli olmadığını belirtmişlerdir. Sismometrelerin özelliklerindeki değişiklikler de magnitüd dönüşümlerinde sistematik hatalara sebep olabilmektedir (Chung ve Bernreuter 1981, Nuttli ve Hermann 1982). Bu sebeplerden, hem tarihsel hem de aletsel dönem deprem katalogları magnitüdüde düzensizlikler içerir ve sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerini dikkate alabilecek yöntemlere ihtiyaç duyulur. Kijko ve Sellevoll (1992) daha önce kendilerince geliştirilen en büyük olasılık yöntemini (KS1 yöntemi) (Kijko ve Sellevoll 1989), bu amaca uygun hale getirmişlerdir.

Bu çalışmada Kijko ve Sellevoll'un (1992) yöntemi kullanılarak Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin doğu bölümünü içine alan ve Erzincan çevresini kapsayan  $38.5^{\circ}K - 40.5^{\circ}K$  enlemleri ile  $37.5^{\circ}D - 42.0^{\circ}D$  boylamları arasındaki bölge için tarihsel dönem (950-1899) ve aletsel dönem (1900-1961 ve

1962-1984) deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri hesaplanmış ve magnitüd belirsizliklerinin bu parametreleri nasıl etkilediği araştırılmıştır.

## SİSMİK RISK PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ

### Magnitüd Belirsizliği Modelleri

Bu çalışmada kullanılan yöntem eksik ve magnitüdüde belirsizlikler bulunan deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanabilmesine olanak verir. Katalogun iki kısma bölünebileceği düşünülürse, birinci kısım tarihsel depremler hakkında bilgiyi, ikinci kısım ise, değişebilir kesme magnitüdü ile aletsel dönemdeki tam veriyi içerir. Katalogumuzda kayıtların eksikliğinden ileri gelen boşluklar (Tg) bulunabileceği gibi, katalogun başlangıcından önce oluştuğu bilinen en büyük magnitüdü deprem ( $X_{max}$ ) kullanılabilir. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerini dikkate almak için iki ayrı model göz önüne alınmıştır (Kijko ve Sellevoll 1992).

#### Katı Sınırlı Model (Hard Bounds Model):

Bu modelde deprem magnitüdüdeki belirsizlik  $x$  ve  $\bar{x}$  değerleriyle belirlenmiştir.  $x$  magnitüdü alt,  $\bar{x}$  ise üst sınırdır.  $x = 0.5 (x + \bar{x})$  şeklinde bir görünür magnitüd tanımlanırsa magnitüdü alt ve üst sınırları  $\underline{x} = x - \delta$  ve  $\bar{x} = x + \delta$  olur.  $\delta$  magnitüd belirsizliğinin bir ölçüsü olup  $\delta = 0.5 (\bar{x} - x)$  dir. Bu model Şekil 1a da gösterilmiştir.

#### Yumuşak Sınırlı Model (Soft Bounds Model):

Bu model Tinti ve Mulargia (1985) tarafından önerilen görünür magnitüd kavramına dayanır. Bir depremin görünür magnitüdü gerçek magnitüdüden  $\epsilon$  gibi bir rasgele hata ile farklı olan gözlemsel magnitüd olarak tanımlanmıştır.  $\epsilon$ 'nin ortalama değeri sıfır ve standart sapması  $\sigma$  olan bir Gauss dağılımı gösterdiği varsayılır (Şekil 1b).

#### Parametrelerin Belirlenmesi

Kullanılan yöntemin kuramsal esasları Kijko ve Sellevoll (1992) izlenerek aşağıda özetlenmiştir. İzlenen, yaklaşımda deprem oluşumunun bir Poisson süreci olduğu varsayılır. Yani, t zaman aralığında n depremin meydana gelmesi olasılığı,

$$P(n) = \frac{\exp(-\lambda t)(\lambda t)^n}{n!} \quad (1)$$

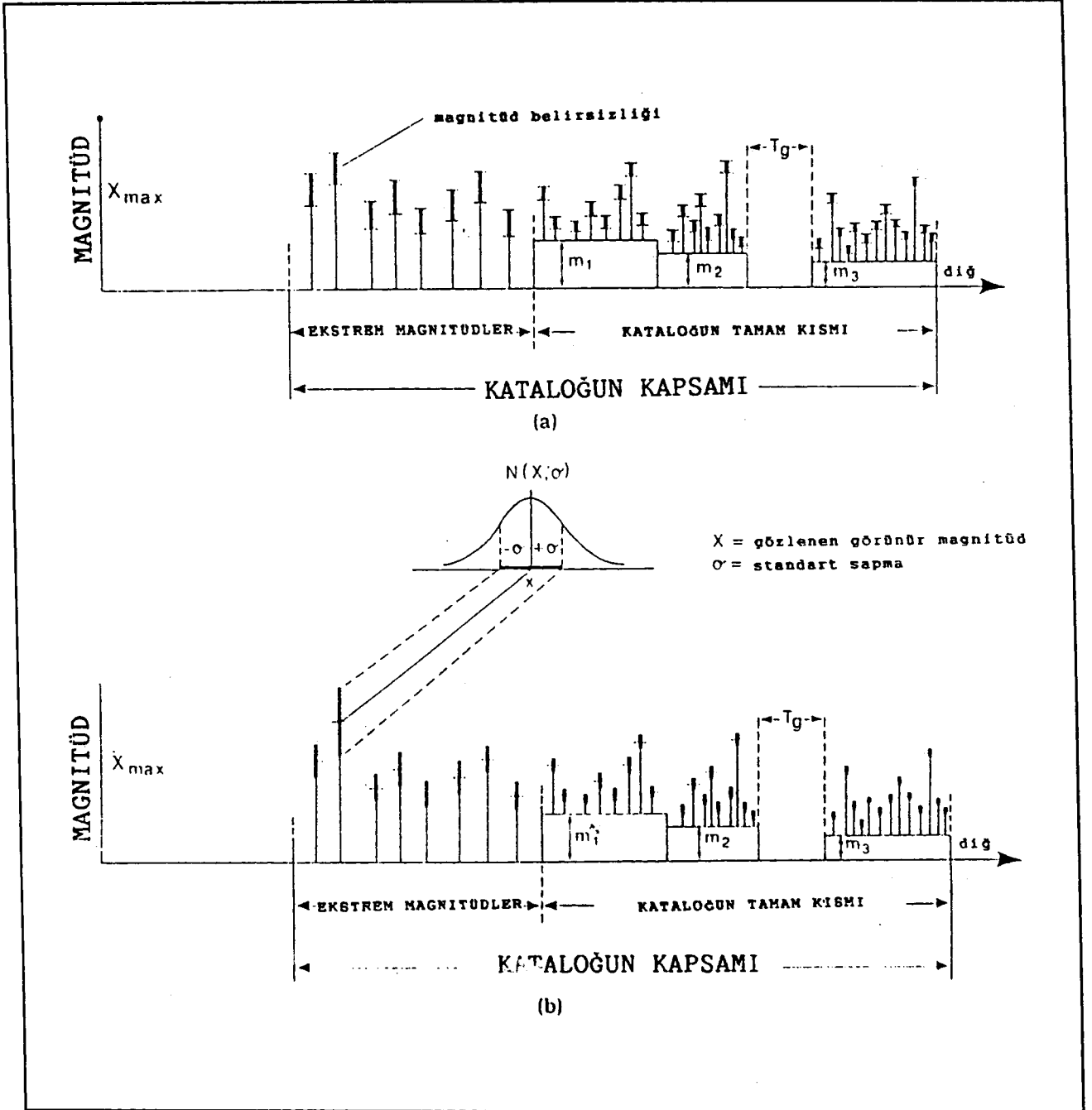
ile verilmiştir.  $\lambda$ , magnitüdü  $M_{min}$  değerine eşit veya daha büyük olan depremlerin oluş nisbeti, yani sismik etkinlik oranıdır. Ayrıca, x ile verilen deprem magnitüdü bir rasgele deşikendir ve iki taraftan kesilmiş Gutenberg-Richter magnitüdü-frekans bağıntısına uyan bir üstel dağılım gösterir. Bu şartlarda, yoğunluk ve kümülatif magnitüd dağılımı fonksiyonları aşağıdaki gibi yazılabilirler (Page 1968, Cosentino ve diğ. 1977, Kijko ve Sellevoll 1992, Alptekin ve diğ. 1992):

$$f(x | m) = \beta A (x) / (A_1 - A_2) \quad (2)$$

$$F(x | m) = [A_1 - A(x)] / (A_1 - A_2) \quad (3)$$

Burada,

$$A_1 = \exp(-\beta m)$$



Şekil 1. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan verinin özellikleri ve magnitüd belirsizliği modelleri. a) Kattı sınırlı model (hard bounds model). Bu modelde her bir depremin magnitüdü alt ve üst magnitüd sınırları ile belirlenmiştir. Bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitüdü içerdiği varsayılmaktadır. b) Yumuşak sınırlı model (Soft bounds model). Bu modelde gözlenen magnitüdü gerçek magnitüdüden  $\epsilon$  gibi bir rasgele hata ile farklı olduğu varsayılmaktadır.  $\epsilon$  nun sistematik hatalar içermediği ve ortalama değeri sıfır ve standart sapması  $\sigma$  olan bir Gauss dağılımı gösterdiği düşünülmektedir (Kijko ve Sellevoll 1992).

Fig. 1. Two models of earthquake magnitude uncertainty and the basic properties of the data that can be used to obtain seismic risk parameters. a) Hard bounds model. In this model the magnitude of each earthquake is specified by the lower and upper magnitude limits. It is assumed that the real unknown magnitude is contained in this interval b) Soft bounds model. In this model, it is assumed that the observed magnitude differs from the true magnitude by a random error  $\epsilon$ .  $\epsilon$  is free from systematic errors and follows a Gaussian distribution with zero mean and standard deviation  $\sigma$  (Kijko and Sellevoll 1992).

$$A_2 = \exp(-\beta M_{\max})$$

$$A = \exp(-\beta \chi)$$

ile verilirler.  $x$  magnitüdü  $< m, M_{\max} >$  aralığında olup,  $m$  bilinen kesme magnitüdü,  $M_{\max}$  beklenen en büyük bölgesel magnitüddür.  $\beta$  ile Gutenberg-Richter bağıntısının  $b$  parametresi arasında  $\beta = b \log(10)$  ilişkisi vardır. Belirlenmesini istediğimiz depremsellik parametreleri  $\theta = (\beta, \lambda)$  ve  $M_{\max}$  dır.

$t$  gibi bir zaman aralığında hiçbir deprem oluşmaması veya oluşan depremlerin görünür magnitüdülerinin  $x$  magnitüdü geçmemesi olasılığı

$$g(\chi | m_0, t) = \exp\{-\lambda(m_0) t [1 - F(\chi | m_0)]\}$$

dir (Benjamin ve Cornell 1970, Gan ve Tung 1983).

Burada,

$$\lambda(m_0) = \lambda [1 - F(m_0 | m_{\min})]$$

dir.  $m_0$  kataloğun eksik kısmının (tarihsel katalog) kesme magnitüdü olup,  $m_0 \geq m_{\min}$  dir.  $m_{\min}$  tüm kataloğun herhangi bir parçasında kesme magnitüdünden büyük olamaz. Böylece,  $t$  zaman aralığında en büyük depremin olasılık dağılım fonksiyonu

$$G(\chi | m_0, t) = \frac{\exp\{-\lambda(m_0) t [1 - F(\chi | m_0)]\} - \exp[-\lambda(m_0) t]}{1 - \exp[-\lambda(m_0) t]} \quad (4)$$

dir. Pratikte, çoğu zaman,  $\lambda(m_0)$  etkinlik oranı yeterince büyük olduğundan  $\exp[-\lambda(m_0) t]$  terimi ihmal edilebilir.

Şimdi, katı sınırlı modeli göz önüne alarak istenilen sismik risk parametreleri  $\theta = (\beta, \lambda)$  için olasılık fonksiyonunu (likelihood function) elde edelim. Magnitüd belirsizliği alt ve üst magnitüd sınırları  $\underline{x}$  ve  $\bar{x}$  ile belirlenirse, görünür magnitüdün yoğunluk olasılık fonksiyonu, (1) ile verilen magnitüd dağılımının  $< -\delta, \delta >$  aralığında düzgün dağılım ile konvolüsyonu olur.  $\delta$ , magnitüd belirsizlik aralığını gösterir. Tartışılan belirsizlik modeli için görünür magnitüdün yoğunluk olasılık fonksiyonu,

$$f(\chi | m, \delta) = (2\delta)^{-1} \begin{cases} F(\chi + \delta) & , m - \delta \leq \chi < m + \delta, \\ F(\chi + \delta) - F(\chi - \delta) & , m + \delta \leq \chi < m_{\max} - \delta, \\ 1 - F(\chi - \delta) & , m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} + \delta \end{cases} \quad (5)$$

ile verilir. Bunu aşağıdaki gibi yazabiliriz:

$$f(\chi | m, \delta) = C \frac{\beta A(\chi)}{A_1 - A_2} \quad (6)$$

$C_8(x | m, \delta)$  bir düzeltme katsayısı olup aşağıdaki gibi verilir:

$$C_8(x | m, \delta) = \begin{cases} \frac{\exp[\beta(\chi - m)] - \exp(-\beta\delta)}{2\beta\delta}, & m - \delta \leq \chi < m + \delta \text{ için,} \\ c_f, & m - \delta \leq \chi < m_{\max} - \delta \text{ için,} \\ \frac{\exp(\beta\delta) - \exp[\beta(m_{\max} - \chi)]}{2\beta\delta}, & m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} + \delta \text{ için} \end{cases} \quad (7)$$

Burada

$$c_f = [\exp(\beta\delta) - \exp(-\beta\delta)] / 2\beta\delta$$

olarak tanımlanır.

(6) ile verilen görünür magnitüd dağılımı  $\delta$  ile verilen magnitüd belirsizliği arttıkça klasik Gutenberg-Richter dağılımından uzaklaşır.  $< m + \delta, m_{\max} - \delta >$  magnitüd aralığında görünür magnitüd, (2) ile verilen gerçek dağılım ile orantılıdır. Herhangi bir pozitif belirsizlik  $\delta$  için düzeltme faktörü  $c_f > 1$  olduğundan, (6) ile verilen görünür dağılım ile  $< m + \delta, m_{\max} - \delta >$  aralığında tahmin edilen deprem sayısı gerçek sayıdan büyüktür.

(2) ile verilen orjinal modelimizde tüm depremlerin kaydedilebildiği aralık ( $x \geq m$ ) ile hiçbir depremin kaydedilemediği aralık ( $x < m$ ) arasında ani bir geçiş vardır. Böyle bir varsayım gerçeğe uygun değildir, zira pratikte geçiş yavaş yavaş olur. Bu sebeple, kesme magnitüdü  $m$ , o şekilde seçilir ki gerçek magnitüdüleri  $< m - \delta, m >$  aralığında ve görünür magnitüdüleri  $m$  den küçük olmayan tüm depremler kaydedilmiş olsun. Bu halde, katı sınırlı model için görünür magnitüdün normalize edilmiş yoğunluk ve kamulatif olasılık fonksiyonları, sırasıyla,

$$\bar{f}(\chi | m, \delta) = (c_f A_1 - A_2)^{-1} \begin{cases} c_f \beta A(\chi), & m \leq \chi \leq m_{\max} - \delta \\ [A(\chi - \delta) - A_2] / (2\delta), & m_{\max} - \delta \leq \chi < m_{\max} - \delta \end{cases} \quad (8)$$

ve

$$\bar{F}(\chi | m, \delta) = (c_f A_1 - A_2)^{-1} \begin{cases} c_f [A_1 - A(\chi)], & m \leq \chi < m_{\max} - \delta, \\ [A_1 - A(m_{\max} - \delta)] - A_2 (\chi - m_{\max} + \delta) / (2\delta) \\ [A(\chi) - A(m_{\max} - \delta)] \exp(\beta\delta) / (\beta\delta) & m_{\max} - \delta \leq \chi \leq m_{\max} + \delta \end{cases} \quad (9)$$

olurlar. Bu aşamada standart en büyük olasılık yönteminin uygulaması yalnızca  $\beta$  parametresinin bulunmasını sağlar. Bulunan  $\lambda$  hâlâ görünür etkinlik oranıdır. Magnitüdün  $< m, m_{\max} >$  aralığında olması koşulu ile Bender (1987, ek B) tarafından önerilen teknik uygulanarak görünür etkinlik oranı  $\lambda(x)$  ile gerçek etkinlik oranı  $\lambda(x)$  arasında aşağı bağıntı elde edilir (Kijko ve Sellevoll, 1992).

$$\tilde{\lambda}(x) = \lambda(x) C_8(\chi | m, \delta) \quad (10)$$

$C_8(x | m, \delta)$  (6) bağıntısı ile tanımlanmış olup,  $m \leq x \leq m_{\max}$  dir. Magnitüdün alt sınırı yukarıdaki kabulümüze uygun olarak alınırsa (10) denklemleri aşağıdaki şekle girer:

$$\tilde{\lambda}(x) = \lambda(x) \begin{cases} c_f & m \leq \chi < m_{\max} - \delta \\ \frac{\exp(\beta\delta) - \exp[-\beta(m_{\max} - x)]}{2\beta\delta}, & m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} \end{cases} \quad (11)$$

(4) bağıntısından  $t$  zaman aralığında magnitüdü  $x$  ve magnitüd

belirsizliği  $\delta$  olan en büyük depremin yoğunluk olasılık fonksiyonu

$$g(\chi | m_0, t, \delta) = \tilde{\lambda}(\chi) t \tilde{f}(\chi | m_0, \delta) \cdot \exp\{-\tilde{\lambda}(m_0) t [1 - \tilde{F}(\chi | m_0, \delta)]\} / [1 - \exp(-\tilde{\lambda}(m_0) t)] \quad (12)$$

dir. (12) bağıntısının kullanılmasıyla katalogun eksik kısmı (tarihsel katalog) için olasılık fonksiyonu

$$L_0(\theta | \chi_0) = \text{Sabit} \prod_{i=1}^{n_0} g(\chi_{oi} | m_0, t_{oi}, \delta_{oi}) \quad (13)$$

elde edilir. (13) denkleminde her bir  $i$  depremi için giriş verileri  $t_i$  zaman aralığında oluşan en büyük depremin görünür magnitudü  $x_{oi}$  ve bunun belirsizliği  $\delta_{oi}$  dir.  $i = 1, \dots, n_0$  olup  $n_0$  katalogun eksik kısmındaki deprem sayısıdır.  $t_i$  zaman aralıkları

$$t_i = \begin{cases} \tau_1 - t_{oi} & , i=1 \text{ için} \\ \tau_i - \tau_{i-1} & , i=2, \dots, n_0 - 1 \text{ için} \\ t_{02} - \tau_{n_0-i} & , i=n_0 \text{ için} \end{cases} \quad (14)$$

formülünden hesaplanırlar.  $t_{01}$  ve  $t_{02}$  eksik katalogun başlangıç ve sonunu belirtir ve  $\tau_1, \dots, \tau_{n_0}$  tarihsel depremlerin orijin zamanlarıdır. Kolaylık amacıyla, magnitudler ve belirsizlikleri  $x_0 = |x_{oi}, \delta_{oi}|$ ,  $i=1, \dots, n_0$  şeklinde, ve aynı sebeple  $t_i$  ler  $t = (t_1, \dots, t_{n_0})$  şeklinde grublandırılmışlardır. *Sabit*,  $\Theta$  dan bağımsız bir normalleştirme faktörüdür.

Şimdi katalogun tamam olduğu varsayılan ikinci kısmını Şekil 1 de gösterildiği gibi s altkataloga ayıralım. Her bir altkatalogun kapsamı  $T_i$  ve bilinen bir  $m_i$  magnitudünden itibaren tamamdır. Her bir  $i$  altkatalogu için görünür magnitud ve bunun belirsizliği  $x_i = |x_{ij}, \delta_{ij}|$  olup  $j=1, \dots, n_i$  dir.  $n_i$  her bir altkatalogdaki deprem sayısı olup  $i=1, \dots, s$  dir.

Depremlerin büyüklükleri oluş sayılarından bağımsız ise  $L_i(\theta | x_i)$  olasılık fonksiyonu  $L_\beta(\beta | x_i)$  ve  $L_\lambda(\lambda | x_i)$  fonksiyonlarının çarpımıdır. (8) bağıntısından yararlanılarak  $L_\beta(\beta | x_i)$  aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$L_\beta(\beta | \chi_i) = \text{Sabit} \prod_{j=1}^{n_i} \tilde{f}(\chi_{ij} | m_i, \delta_{ij}) \quad (15)$$

Birim zamanındaki deprem sayısının bir Poisson rasgele değişkeni olduğu varsayımından,

$$L_\lambda(\lambda | x_i) = \text{Sabit} \exp[-\tilde{\lambda}(m_i) t_i] [\tilde{\lambda}(m_i) t_i]^{n_i} \quad (16)$$

elde edilir. *Sabit*, bir normalleştirme parametresi olup,  $\lambda(m_i) = \lambda[1 - F(m_i | m_{\min})]$  görünür etkinlik oranıdır. (3), (8), (9) ve  $i=1, \dots, s$  için (16), her bir tamam altkatalog için olasılık fonksiyonunu tanımlarlar. Nihayet, tüm veri için ortak olasılık fonksiyonu

$$L(\theta | \chi) = \prod_{i=0}^{n_i} L_i(\theta | \chi_i) \quad (17)$$

dir.

Şimdi dikkatimizi Tinti ve Mulargia (1985) tarafından önerilen yumuşak sınırlı modele çevirelim. Magnitudlerin belirlenmesindeki hataların standart sapması  $\sigma$  olan bir normal dağılım gösterdiği varsayılsa, görünür magnitudün yoğunluk ve kümülatif olasılık fonksiyonları sırası ile,

$$f(\chi | m, \sigma) = \beta A(\chi) / (A_1 - A_2) C_\sigma(\chi | m, \sigma), \quad (18)$$

$$F(\chi | m, \sigma) = [A_1 - A(\chi)] / (A_1 - A_2) D_\sigma(\chi | m, \sigma), \quad (19)$$

olur, Burada

$$C_\sigma(\chi | m, \sigma) = \frac{e^{-\varphi^2}}{2} \left[ \text{erf}\left(\frac{m_{\max} - \chi}{\sqrt{2}\sigma} + \varphi\right) + \text{erf}\left(\frac{\chi - m}{\sqrt{2}\sigma} - \varphi\right) \right]$$

$$D_\sigma(\chi | m, \sigma) = \left\{ A_1 \left[ \text{erf}\left(\frac{\chi - m}{\sqrt{2}\sigma} + 1\right) + A_2 \left[ \text{erf}\left(\frac{m_{\max} - \chi}{\sqrt{2}\sigma} - 1\right) - 1 \right] - 2C_\sigma(\chi | m, \sigma) A(\chi) \right] / 2[A_1 - A(\chi)] \right\}$$

dir. erf(.) hata fonksiyonudur (Abramowitz ve Stegun 1970).  $\varphi = \beta\sigma / \sqrt{2}$  ve  $x$  her iki taraftan sınırsızdır.

$\langle m, m_{\max} \rangle$  magnitud aralığı için (18) ve (19) ile verilen görünür magnitud dağılımları (2) ve (3) ile verilen gerçek magnitud dağılımları ile gösterilebilirler:

$$f(\chi | m, \sigma) = f(\chi | m) C_\sigma(\chi | m, \sigma) \quad (20)$$

$$F(\chi | m, \sigma) = F(\chi | m) D_\sigma(\chi | m, \sigma) \quad (21)$$

$x$  in  $\langle m, m_{\max} \rangle$  içinde olması halinde  $C_\sigma(x | m, \sigma)$  düzeltme faktörü  $\exp(-\varphi^2)$  gibi bir sabite yaklaşabilir ve

$$\lim_{\sigma \rightarrow 0} C_\sigma(\chi | m, \sigma) = 1 \quad (22)$$

$$\lim_{\sigma \rightarrow 0} D_\sigma(\chi | m, \sigma) = 1$$

olur. (22) bağıntıları beklentilerimizle uyumaktadır. Yani gerçek magnitudde ne kadar az hata girerse görünür magnitud dağılımları  $f(x | m, \sigma)$  ve  $F(x | m, \sigma)$  nin  $f(x | m)$  ve  $F(x | m)$  ye o kadar iyi yaklaştıkları görülür. (18) ve (19) ile verilen görünür magnitud dağılımları  $\langle m, m_{\max} \rangle$  dışında bile değerler alabilirler. Görünür magnitudler  $\pm\infty$  aralığında değişebilirler.

Bundan sonraki uygulamalar için (18) ve (19) un normalleştirilmeleri gerekir.  $m$  en küçük magnitud ise ve bundan büyük magnitudler için gözlemler tamam ise, yoğunluk olasılık fonksiyonu  $f(x | m, \sigma)$ ,  $m$  ye kadar sıfır  $x \geq m$  için ise  $f(x | m, \sigma) / [1 - F(m | m, \sigma)]$  ye eşittir. Benzer şekilde, görünür magnitudün normalleştirilmiş kümülatif olasılık fonksiyonu  $\tilde{F}(\chi | m, \sigma) = [F(\chi | m, \sigma) - F(m | m, \sigma)] / [1 - F(m | m, \sigma)]$  dir. Gerçekte,  $f(x | m, \sigma)$  ve  $F(x | m, \sigma)$ ,  $x \geq m$  için  $x$  in şartlı dağılımlarıdır.

Nihayet, kabul ettiğimiz modelde (2) ile verilen yoğunluk fonksiyonunun kesme magnitudü  $m$  nin altında sıfır olmasının gerçeğe uygun olmadığı ve pratikte geçişin yavaş yavaş olduğu varsayılarak görünür etkinlik oranı  $\tilde{\lambda}(x)$  ile gerçek etkinlik oranı arasında

$$\tilde{\lambda}(x) = \lambda(x) \frac{e^{-\phi^2}}{2} \frac{m_{\max} - x}{\sqrt{2\sigma}} [1 + \operatorname{erf}(\frac{m_{\max} - x}{\sqrt{2\sigma}} + \phi)] \quad (23)$$

bağıntısı elde edilir.

$\Theta = (\beta, \lambda)$  nun fonksiyonu olan olasılık fonksiyonu (likelihood function) katı sınırlı modelde olduğu gibi elde edilir:

$$L_s(\theta | \chi) = \prod_{i=0}^n L_i(\theta | \chi) \quad (24)$$

Katalogün tam olmayan bir kısmında, her bir  $i$  depremi için iki veri gereklidir; bunlar  $t_i$  zaman aralığında oluşan en büyük depremin görünür magnitudü  $x_{oi}$  ve bunun standart sapması  $\sigma_{oi}$  ( $i=1, \dots, n_o$ ) dir. Gösterim kolaylığı için deprem magnitudleri ve bunların standart sapmaları

$$x_o = |x_{oi}, \sigma_{oi}|, i=1, \dots, n_o$$

ile gösterilmiştir. Aynı sebeple,  $t_i$  zaman aralıkları  $t = (t_1, \dots, t_{n_o})$  şeklinde gruplandırılır. Benzer olarak,

$$x_i = |x_{ij}, \sigma_{ij}|, (j=1, \dots, n_i)$$

katalogün her bir tam kısmında görünür magnitudleri ve bunların standart sapmalarını gösterir.  $\Theta = (\beta, \lambda)$  parametrelerini belirlemek için en büyük olasılık yöntemi kullanılır. Bu yöntemde  $\partial L(\theta | \chi) / \partial \beta$  ve  $\partial L(\theta | \chi) / \partial \lambda$  sıfır yapılarak (17) ve (24) ile verilen olasılık fonksiyonlarını en büyük yapan  $\Theta$  değerleri her iki model için ayrı ayrı hesaplanırlar. Çoğu hallerde olasılık fonksiyonu  $m_{\max}$  için gerçek değerler vermez. Ancak, katalogün kapsadığı  $T$  zaman döneminde gözlenen en büyük magnitudün ( $x_{\max}$ ) beklenen en büyük magnitudde [EXPECT ( $x_{\max}$ ) | T] eşit olması koşulu ile tatmin edici sonuçlar elde edilebilir. EXPECT ( $x_{\max}$  | T), aşağıdaki formül ile verilir (Kijko 1988):

$$\text{EXPECT}(x_{\max} | T) = m_{\max} \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (25)$$

Burada,

$$Z_i = -\lambda A_i | (A_2 - A_1), i=1, 2$$

ve  $E(\cdot)$  aşağıdaki şekilde verilen bir üstel integral fonksiyonudur (Abramowitz ve Stegun 1970):

$$E_1(Z) = \int_Z^{\infty} \exp(-\zeta) / \zeta d\zeta.$$

## ERZİNCAN VE ÇEVRESİNDE DEPREM RİSKİ

Magnitud hatalarının deprem risk parametrelerini nasıl

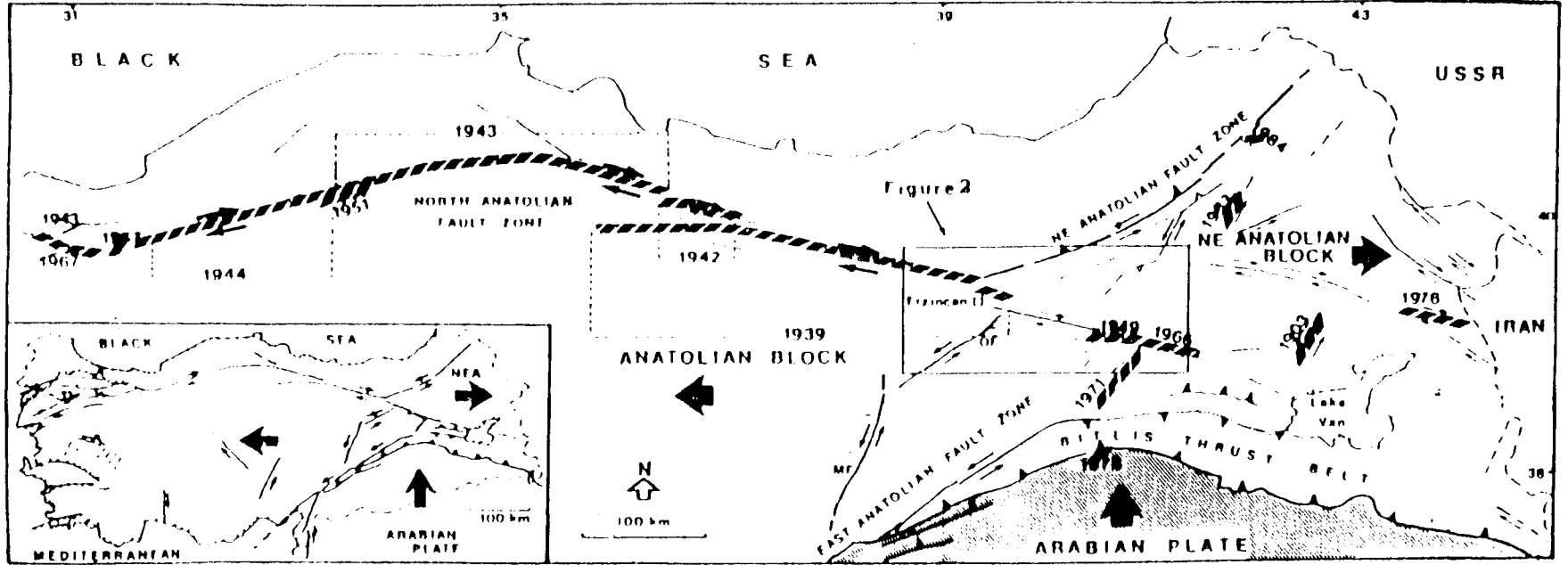
etkilediğini görebilmek amacıyla, kuramsal esasları önceki bölümde tartışılan modeller kullanılarak, Erzincan ve çevresini de içine alan  $37.00^\circ\text{E} - 42^\circ\text{E}$  boylamları ve  $38.5^\circ\text{K} - 40.5^\circ\text{K}$  enlemleri arasındaki bölge için sismik risk hesaplanmış ve magnitud hatalarını dikkate alınmadığı durum ile karşılaştırılmıştır. Sismik risk parametrelerinin belirlenmesinden önce Erzincan ve çevresinin tektoniği ve deprenselliği hakkında bilgi verilecektir.

## ERZİNCAN VE ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ VE DEPREMSELLİĞİ

Arap levhasının kuzeye doğru hareketi Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya sebep olmaktadır (McKenzie 1972, Alptekin 1978, Jackson 1992). Bu sıkışma sonucu Anadolu Bloğu batıya ve Kuzeydoğu Anadolu Bloğu'na doğru kaçmaya çalışmaktadır (Şekil 2). Bu kaçış sonucu Anadolu Bloğu'nun, kuzey sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda (KAFZ) sağ-yanal, güney sınırını oluşturan Doğu Anadolu Fay Zonu'nda (DAFZ) ise sol-yanal hareketler oluşmaktadır. Bu iki fay Karlıova üçlü eklemine kesişirler (Ketin 1969, Allen 1969, McKenzie 1972, Alptekin 1978, Dewey 1976, Toksöz ve diğ. 1979, Jackson ve McKenzie 1984, Şengör ve diğ. 1986, Barka ve diğ. 1987). Kuzeydoğu Anadolu Bloğu'nun doğuya hareketi, bu bloğun kuzey sınırını oluşturan Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu'nda (KDAFZ) sol-yanal hareketlere ve blok için karmaşık deformasyonlara neden olur. Anadolu Bloğu'nun doğu kısmı sol-yanal atımlı Ovacık fayı ile ikiye bölünmüştür. Ovacık fayı Erzincan baseninin güneydoğu kenarında, KDAFZ ise basenin kuzey sınırında KAFZ ile kesişirler. Erzincan baseni yaklaşık uzunluğu 50 km ve genişliği en çok 15 km yi bulan KB - GD doğrultulu çek-ayır tipi (pull-apart) bir basendir (Barka ve Gülen 1989).

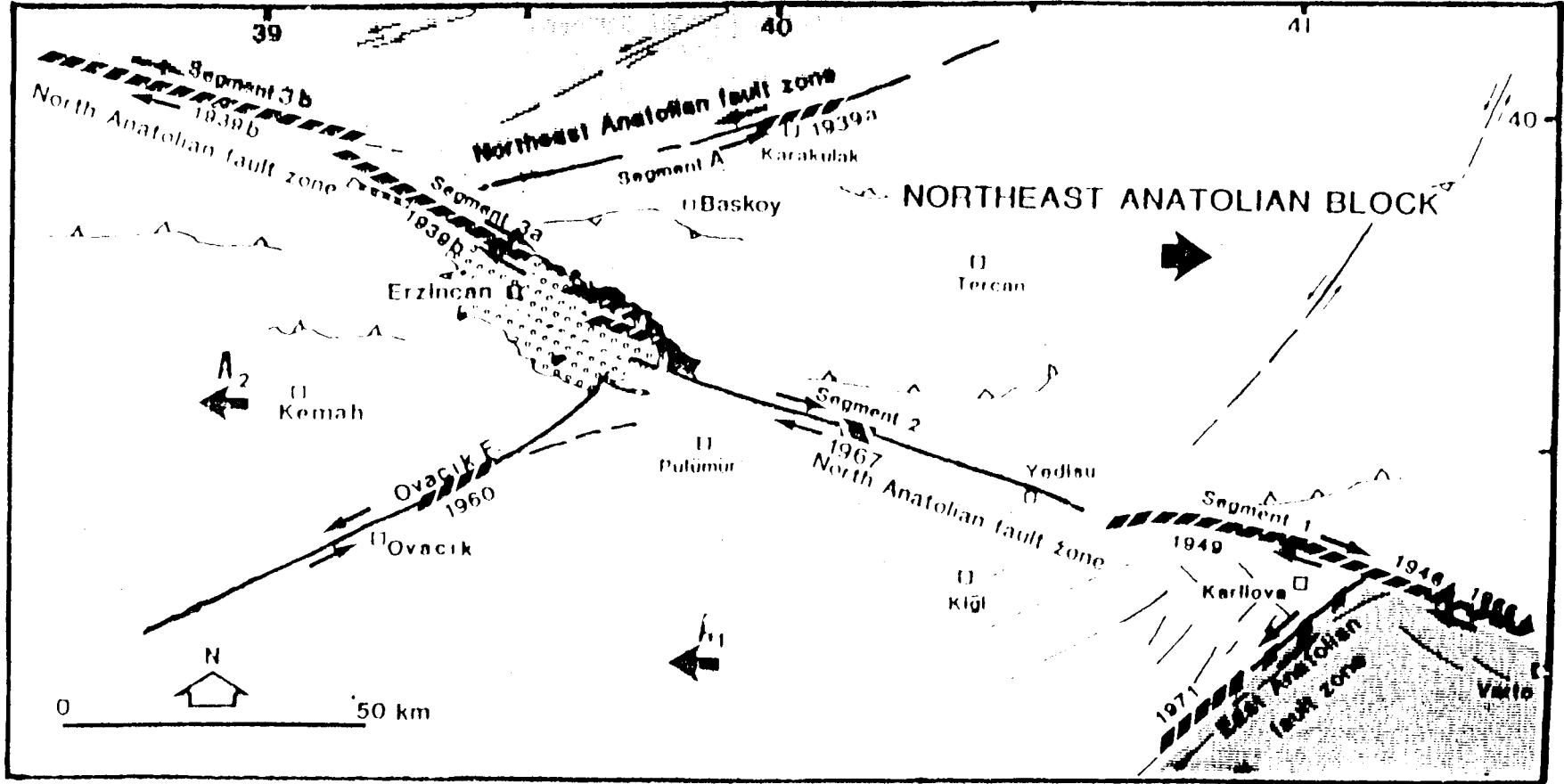
KAFZ'nun Erzincan civarındaki bölümü birçok parçadan oluşmaktadır (Şekil 3). Bu parçalardan birincisi Karlıova'dan Yedisu'nun batısına kadar, ikincisi Yedisu'nun batısından Erzincan baseninin güneydoğu ucuna kadar uzanır. Üçüncüsü Erzincan baseninin kuzeydoğu sınırını oluşturur ve ikinci tali bir parça ile kuzeybatıya devam eder. Bu fay parçalarının jeolojik ve sismolojik özellikleri Barka ve Kadinsky-Cade (1987) ve Barka ve diğ. (1987) de ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bu araştırmacılara göre KAFZ'nun Yedisu ile Erzincan baseni arasındaki yaklaşık 100 km uzunluğundaki parçası fayın Karlıova ile Adapazarı arasındaki bölümünün kırılmayan tek parçasıdır ve yakın gelecekte orta büyüklükte bir depremin beklenildiği bir sismik boşluk oluşturmaktadır.

Erzincan ve çevresi hem tarihsel dönemde hemde aletsel dönemde sismik bakından aktif bir yöredir (Ergin ve diğ. 1967, Soysal ve diğ. 1981, Barka ve diğ. 1987). Çizelge 1 de Erzincan ve çevresinde tarihsel dönemde (1000-1900) oluşan depremler ve bunların sebep oldukları can kayıpları verilmiştir. KAFZ üzerinde meydana gelen en büyük deprem 26 Aralık 1939 Erzincan depremidir ( $M \approx 8.0$ ). Bu deprem KAFZ'nun Erzincan segmentinin KDAFZ ile kesiştiği kuzey ucunda oluşmuştur. Çeşitli araştırmalar ana şokun episantrının  $39.5^\circ - 39.9^\circ\text{K}$  enlemleri ile  $38.5^\circ - 39.7^\circ\text{D}$  boylamları arasında yeraldığını belirlemişlerdir (Bkz. Barka ve diğ. 1987). 30000 den fazla insanın öldüğü bu depreme fay zonuun Erzincan ile Amasya arasındaki yaklaşık 360 km lik bir bölümü kırılmıştır. Bazı yerlerde 3.7 m ye ulaşan sağ-yanal atım göz-



Şekil 2. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu'da 1900 yılından beri meydana gelen büyük depremlerin oluşturduğu yüzey kırıkları ve bunlara sebep olan levha hareketlerini gösteren tektonik harita (Barka ve diğ. 1987 den alınmıştır).

Fig. 2. Tectonic map of Turkey. The surface rupture along the North Anatolian and other faults due to large earthquakes since 1900, and the plate motions responsible for these are shown (After Barka et. al. 1987).



Şekil 3. Anadolu ve kuzeydoğu Anadolu bloklarının hareketleri ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Karlıova ile Erzincan arasındaki bölümünü oluşturan fay parçaları. Noktalı alan Erzincan basenini, A1 ve A2 Anadolu bloğunun iki ayrı parçasını göstermektedir (Barka ve diğ. 1987 den alınmıştır).

Fig. 3. Motions of the Anatolian and the northeast Anatolian Blocks and the segments of the North Anatolian Fault Zone between Erzincan and Karlıova. Dotted area represents the Erzincan basin. A1 and A2 are subblocks of the Anatolian block (After Barka et. al. 1987).



Çizelge 1. Erzincan ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Barka ve diğ. 1987 ve bu çalışma).

Table 1. Historical earthquakes in Erzincan and vicinity (Barka et. al. 1987 and this study).

Tarih	Şiddet	Ölü sayısı	Episantr Bölgesi
995	VI		Palu-Sivrice
1011	VIII		Erzincan
1045	X-XI		Erzincan
1068	VII		Erzincan
1161	VII		Erzincan
1166	VI		Erzincan
1168	VIII	12.000	Erzincan
1236	VI-VII		Erzincan
1251	VIII		Erzincan
14.10.1254	VIII	16.000	Refahiye-Erzincan, Sivas
1268	IX	15.000	Erzincan-Erzurum
1281	VI		Erzincan
08.05.1287	VIII		Erzincan
1289	VIII		Erzincan
1290	VI		Erzincan
1308	VI-VII		Erzincan
1345	VI		Erzincan
1356	V-VI		Erzincan
1363	VIII		Muş ve Yöresi
1366	VI		Erzincan
08.12.1374	VII-VII		Erzincan
1422	VIII		Erzincan
1433	VI		Erzincan
13.04.1456	VIII		Erzincan
1458	X	32.000	Erzincan-Erzurum
21.12.1482	IX		Erzincan-Erzurum
1543	VII		Erzincan
05.11.1576	VII		Erzincan
1578	VIII	1.500-15.000	Erzincan
17.06.1584	IX		Erzincan-Erzurum
1605	?		Erzincan
1659	VI		Erzurum
28.06.1667	VIII-X		Erzincan
09.06.1766	VII		Pasinler, Tortum, İspir
27.01.1781	VII		Erzurum
23.07.1784	VIII-X	5.000-15.000	Erzincan, Pülümür, Erzurum
1787	VIII		Erzincan
.05.1789	VIII		Palu-Elazığ
1790	VIII		Erzurum
1794	VI		Erzurum
01.01.1844	VII		Erzurum
1850	VII		Erzurum
24.07.1852	IX		Erzurum
29.08.1852	VI		Erzurum
21.01.1859	VIII	500	Pasinler-Erzurum
02.06.1859	IX	15.000	Erzurum ve Geniş Yöresi
26.06.1859	VII		Erzurum
03.12.1860	VII		Erzurum
20.06.1866	VIII		Erzurum
02.04.1868	VIII		Pasinler-Erzurum
23.04.1868	IX		Erzurum-Kars
13.02.1873	VII		Nırsar, Şebinkarahisar
03.05.1874	VIII		Harput-Elazığ, Diyarbakır
27.03.1875	VIII		Karlıova-Bingöl, Palu-Elazığ
01.11.1875	X		Erzurum
.07.1877	VI		Erzurum
.03.1886	VI		Erzurum
1887	VI		Erzincan
.05.1888	VII		Erzincan
1889	VI		Palu-Elazığ
20.05.1890	IX		Refahiye-Erzincan

lenmiştir (Pamir ve Ketin 1941, Ketin 1948, 1969, Ambraseys 1970).

USGS NEIC'ni ilk belirlemelerine göre 13 Mart 1992 Erzincan depremi ( $M \approx 6.8$ ) de fayın Erzincan segmenti üzerinde meydana gelmiştir. Erzincan ve çevresinde 1900 - 1984 yılları arasındaki deprem etkinliği Şekil 4 de gösterilmiştir. Aynı dönem içinde oluşan depremlerin yıllara göre dağılımları Şekil 5 de gösterilmiştir. 38.5 K ile 40.5 K enlemleri arasında tarihsel ve aletsel depremlerin zamana göre dağılımları incelendiğinde (Şekil 6 a, b) 10 ile 100 yıl arasında değişen sıklık dönemleri göze çarpmaktadır.

### KULLANILAN VERİ VE ÖZELLİKLERİ

Erzincan ve çevresinde sismik riskin belirlenmesi ve magnitüd belirsizliklerinin sismik risk parametrelerine etkisini incelemek için, 1950-1984 yılları arasında oluşan depremleri içeren bir katalog hazırlandı. Bu katalog oluşturulmasında tarihsel dönem depremleri için Soysal ve diğ. (1981), Ergin ve diğ. (1967) kataloglarından, aletsel dönem depremleri için NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) veri tabanı ile Ergin ve diğ. (1967) ve Ayhan ve diğ. (1986) kataloglarından yararlanıldı. Katalogumuzun tarihsel dönem depremlerini içeren kısmı 01/01/1950 ile 31/12/1899 arasındaki dönem kapsamaktadır. Bu kısımda veriler kalitelerine göre; a: yüksek güvenilirlikli ( $\delta=0.4$ ), b: orta güvenilirlikli ( $\delta=0.5$ ) ve c: azgüvenilirlik ( $\delta=0.6$ ) olmak üzere gruplandırılmışlardır. Bu sınıflama magnitüd belirsizlik değerlerinin seçilmesinde dikkate alınmıştır.

Aletsel dönem verilerinde Dünya Standart Sismograf Ağının (WWSSN) işletilmeye başlandığı 1960 lı yıllardan itibaren belirgin bir iyileşme görüldüğünden aletsel dönem deprem katalogumuz 01/01/1900-31/12/1960 ve 01/01/1961-31/12/1984 zaman dönemlerini kapsayan iki alt kataloğa ayrılmıştır. Bunlardan birincisi için  $\sigma=\delta=0.3$ , ikincisi için ise  $\sigma=\delta=0.2$  alınmıştır. Katalogumuzun tarihsel kısmında şiddet değerlerini magnitüde dönüştürmek için

$$M = 0.659 I_0 + 0.93$$

bağıntısı (Öncel 1992, Alptekin ve diğ. 1993) kullanılmıştır.

Tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarımız Çizelge 2 de özetlenmiştir.

### SİSMİK RİSK DEĞERLERİ

Önceki bölümde özellikleri açıklanan katalog kullanılarak kuramsal esasları anlatılan katı sınırlı model (HB Model) ve yumuşak sınırlı model (SB Model) ile magnitüd hatalarının dikkate alınmadığı hal (KS1 tekniği) için Erzincan ve çevresinde sismik risk değerleri hesaplanmıştır. Hesaplamalar Kijko ve Sellevoll'un (1992) geliştirdiği ve araştırmacıların kullanımına açtıkları, IBM PC veya eşdeğeri bilgisayarlarda çalıştırılabilen bir FORTRAN 77 programı ile yapılmıştır. Programın amacımıza uygun çalışmasını açıklayan akış şeması Şekil 7 de gösterilmiştir.

Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile,  $\sigma=\delta$  seçilmesi halinde katı sınırlı model (HB Model) ve yumuşak sınırlı model (SB Model) için hesaplanan sismik risk parametreleri ( $b$ ,  $\lambda_{4,0}$  ve  $m_{\max}$ ) Çizelge 3 de özetlenmiştir. Bu so-

nuçlara katalogumuzun farklı bölümlerinin katkıları Çizelge 4 de verilmiştir. Çizelge 3 deki sonuçlara göre hesaplanan yinelenme zamanları (tekrarlanma periyodu) Çizelge 5 de verilmiş ve Şekil 8 de gösterilmiştir. Yumuşak sınırlı model için sismik risk parametrelerinin magnitüd belirsizliğinden nasıl etkilendikleri Şekil 9 da gösterilmiştir. Şekilden magnitüd belirsizliklerinin  $m_{\max}$ 'ı hemen hemen hiç etkilemediği  $\lambda$  ve  $\beta$  yı ise  $\delta$  dan büyük belirsizlikler için etkilediği,  $\delta$  küçük belirsizliklerin, sismik risk parametrelerini hemen hemen hiç etkilemedikleri anlaşılmaktadır.

Magnitüd hatalarının dikkate alınmadığı halde (KS1 tekniği ile) hesaplanan yinelenme zamanları katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için hesaplanan yinelenme zamanlarından küçüktür.

Yumuşak sınırlı model için hesaplanan yinelenme zamanları magnitüd belirsizliklerine daha duyarlıdır. Örneğin,  $\sigma = \delta/2$  olduğundan 5.5 magnitüdünün yinelenme zamanı 10.1 yıl iken  $\sigma = \delta$  olduğunda hesaplanan yinelenme zamanı 11.9 yıldır. Magnitüdeki belirsizliğin iki katına çıkartılması yinelenme zamanında % 15 lik bir artışa sebep olmaktadır. Yumuşak sınırlı modelde yinelenme zamanlarına magnitüd belirsizliğinin etkisi Şekil 10 da gösterilmiştir,

Katı sınırlı model magnitüd hatalarına daha az duyarlıdır. Örneğin, 5.5 magnitüdü için katı sınırlı modele göre  $\delta/2$  için yinelenme zamanı 9.6 yıl iken  $\delta$  için bulunan yinelenme zamanı 10.8 yıl olup artış % 11 dir.

Katı sınırlı modelin magnitüd belirsizliğine daha az duyarlı oluşu kolay açıklanabilir. Pratikte, katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller magnitüd belirsizliğinin dikkate alınmadığı standart modelden  $c_f$  düzeltme faktörü ile farklıdır. Katı sınırlı model için

$$C_f = [\exp(\beta \delta) - \exp(-\beta \delta)] / (2\beta \delta)$$

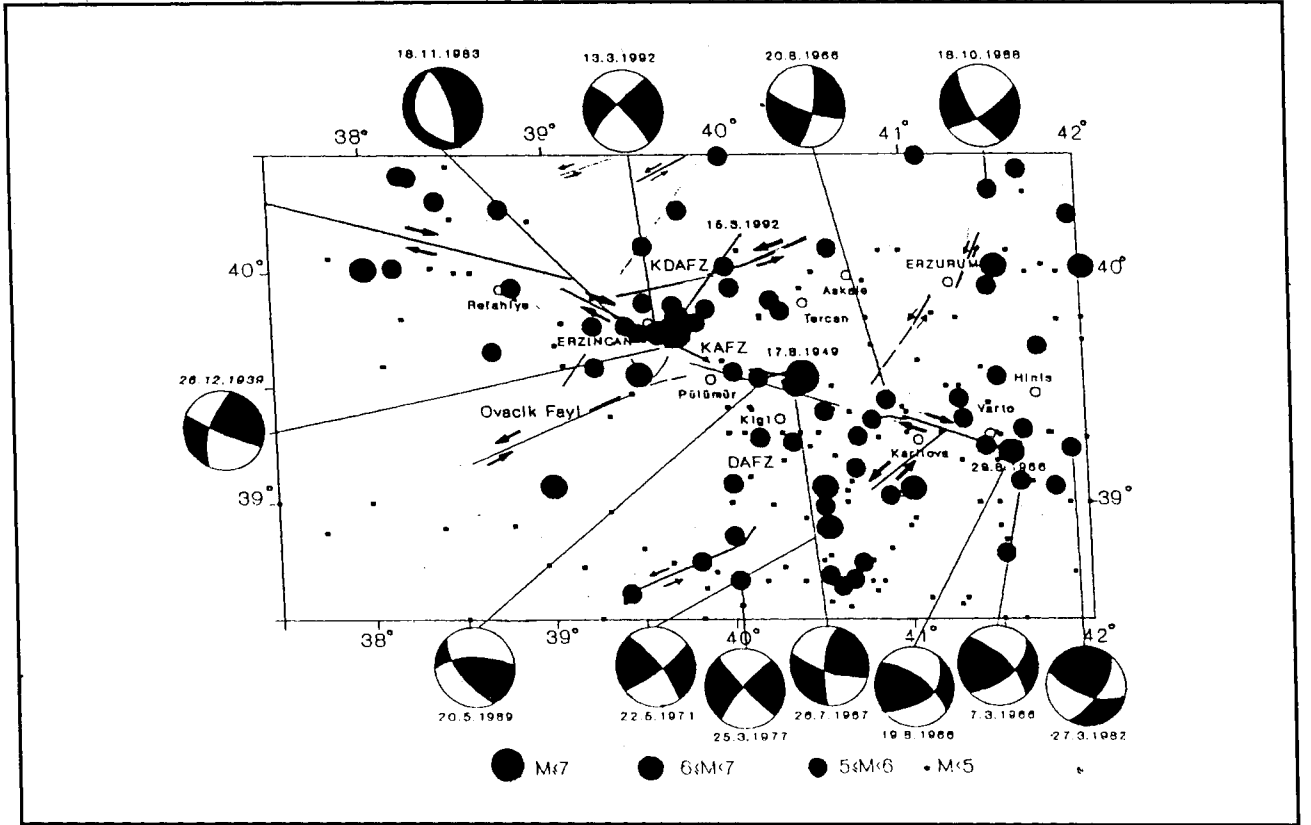
yumuşak sınırlı model için ise

$$C_f = \exp(\beta^2 \sigma^2 / 2)$$

dir. Standart yaklaşımda  $c_f = 1$  dir. Şekil 11 de düzeltme faktörü  $c_f$  nin magnitüd belirsizliği ile değişimi gösterilmiştir. Magnitüd belirsizliği, katı sınırlı model için  $\delta$ , yumuşak sınırlı model için ise  $\sigma$  dir ve hesaplar  $\beta=2.0$  için yapılmıştır. Yaklaşık 0.2 ye kadar olan küçük magnitüd belirsizlikleri için düzeltme faktörü hemen hemen 1 dir. Bu gibi hallerde üç model de eşdeğerdir ve magnitüd hataları ihmal edilebilir. Ancak, magnitüd belirsizliği arttıkça düzeltme  $c_f$  faktörü de artmaktadır.  $c_f$  nin artışı, yumuşak sınırlı model için daha hızlıdır. Bu sebeple, yumuşak sınırlı model magnitüd hatalarına katı sınırlı modele göre daha duyarlıdır.

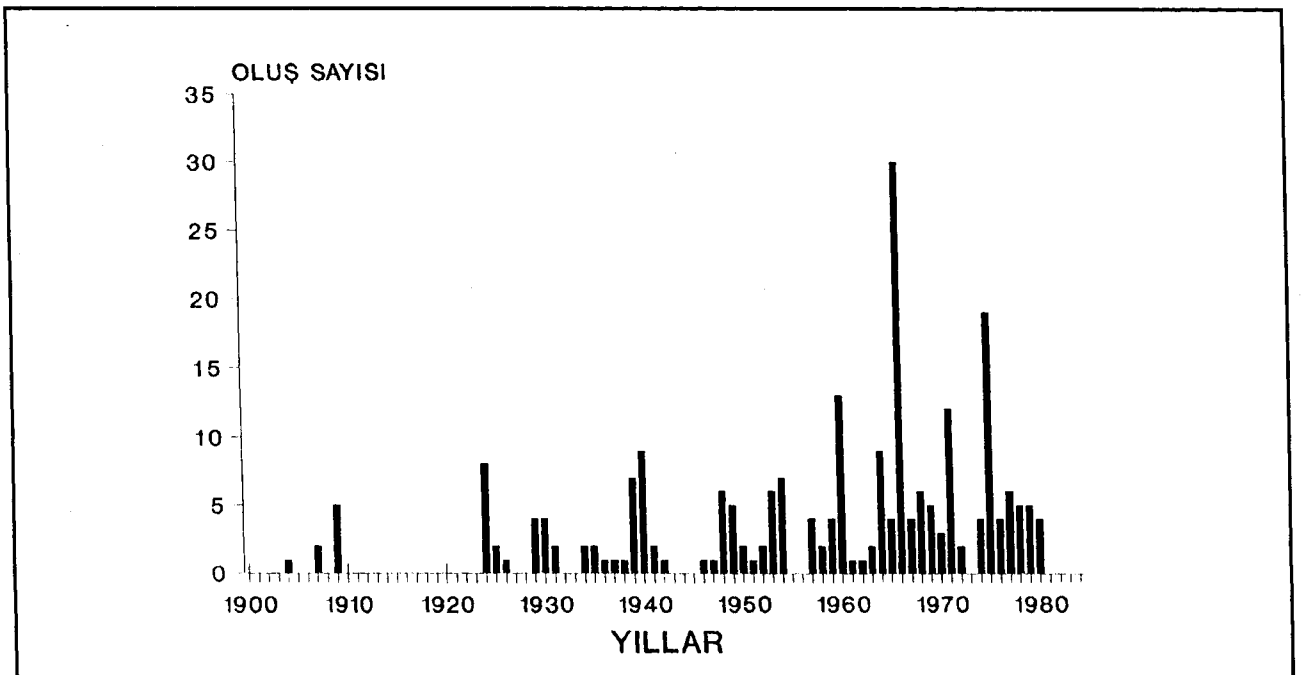
### SONUÇLAR

Tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerinin etkisi incelenmiştir. Kijko ve Sellevoll (1992) tarafından önerilen, magnitüd belirsizliklerini dikkate alan katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için ve magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal için Erzincan ve çevresinde deprem risk parametreleri hesaplanmıştır. Katı sınırlı modelde



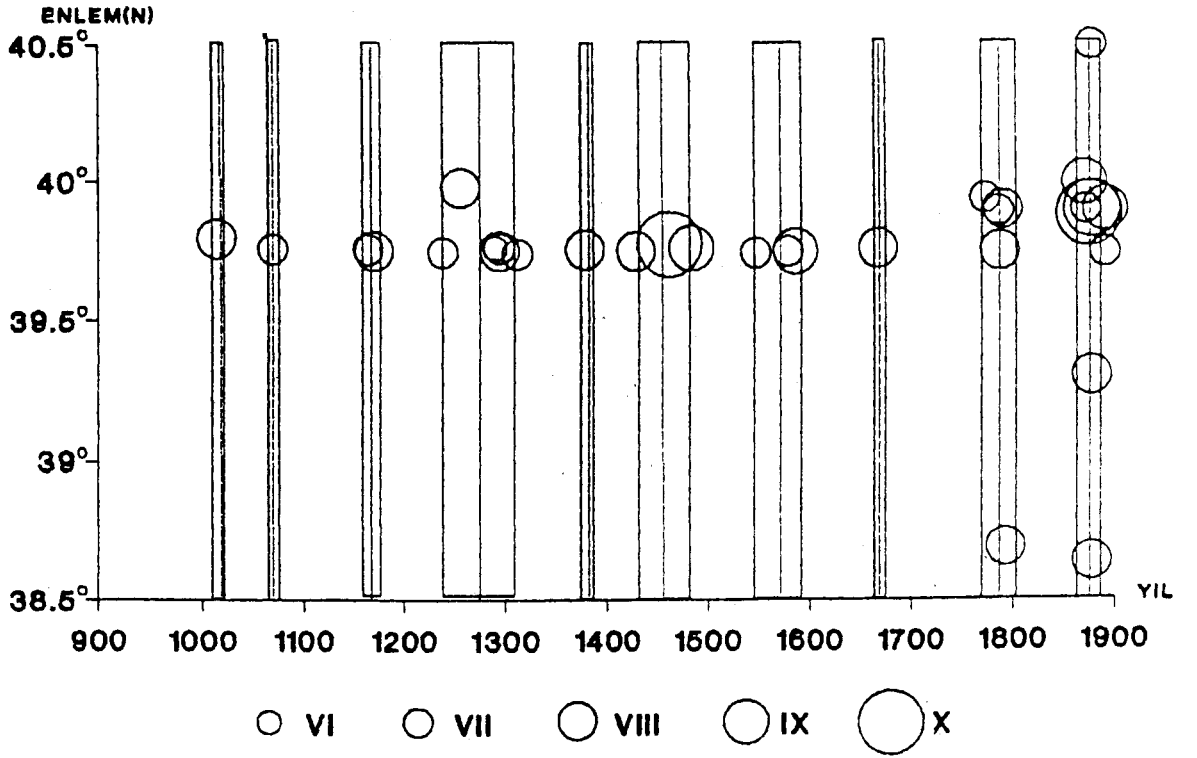
Şekil 4. Erzincan ve çevresinde 1900-1984 yılları arasındaki deprem etkinliği.

Fig. 4. Seismicity of Erzincan and vicinity between 1900-1984.

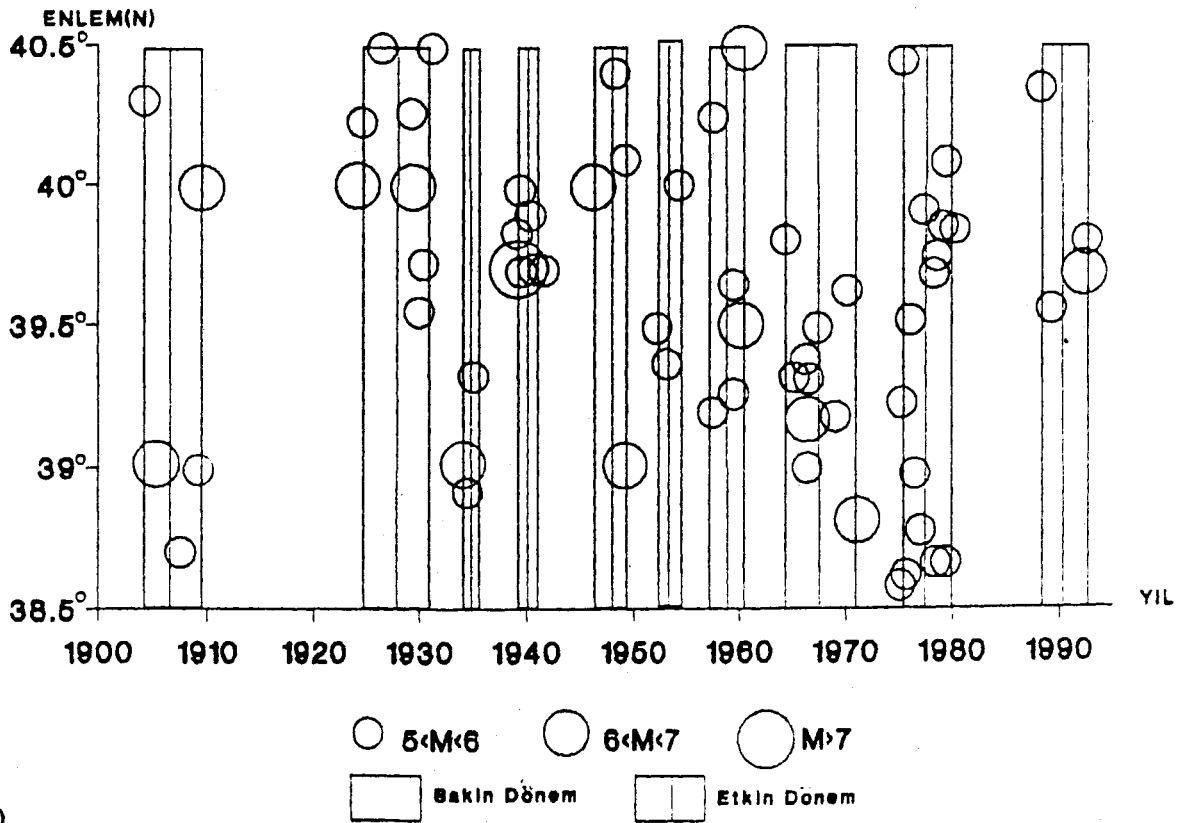


Şekil 5. Erzincan ve çevresinde 1900-1984 yılları arasında meydana gelen depremlerin oluş sayıları.

Fig. 5. Yearly distribution of earthquake occurrences in Erzincan and vicinity between 1900-1984.



(a)



(b)

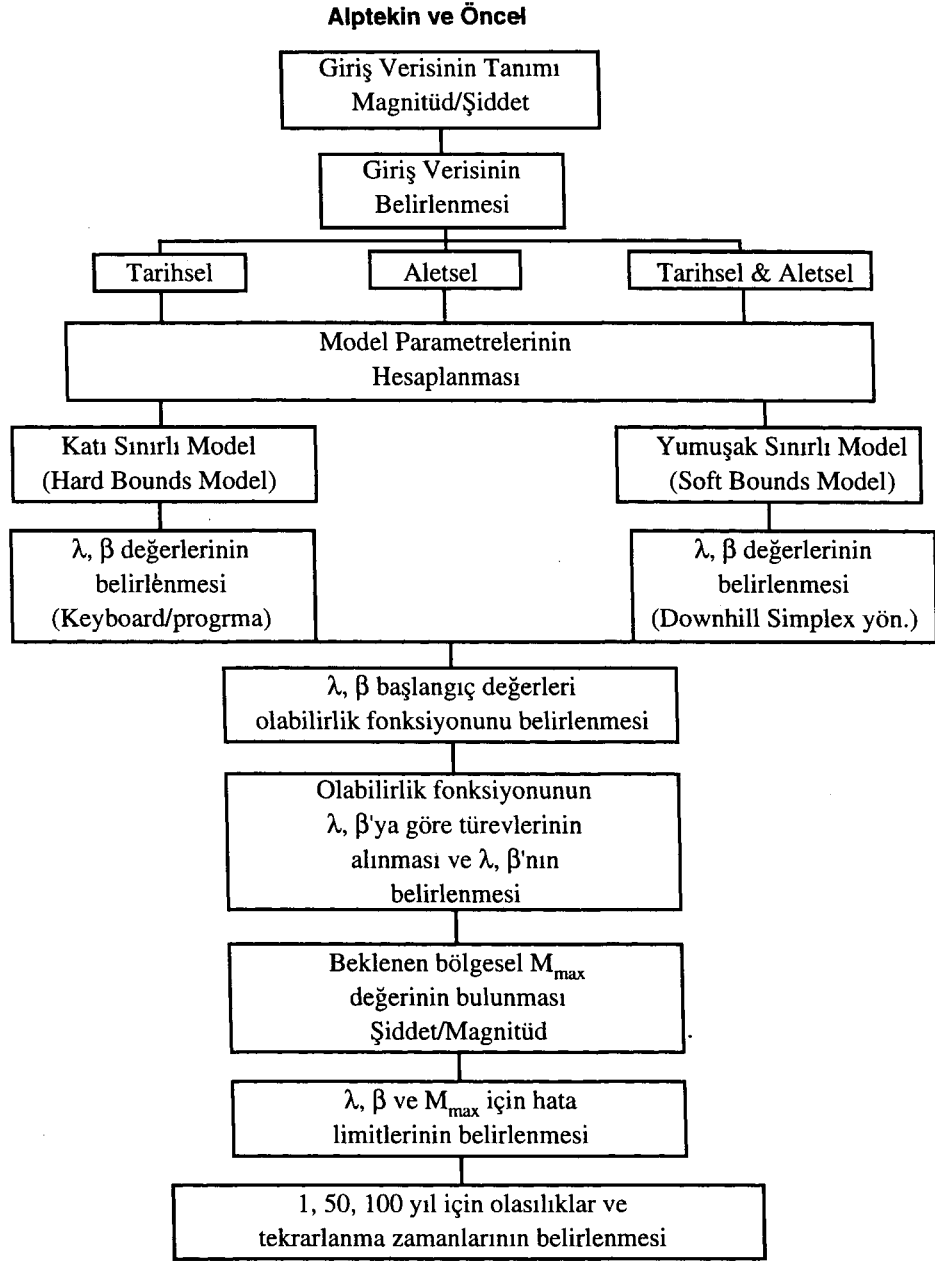
Şekil 6. 38.5 K ile 40.5 K enlemleri arasında (a) tarihsel, (b) aletsel dönemde meydana gelen depremlerin yıllara göre dağılımları 10 ile 100 yıl arasında değişen suskunluk dönemleri dikkat çekmektedir.

Fig. 6. Yearly distribution of earthquake occurrences between 38.5 N and 40.5 N latitudes, (a) in historical period, (b) in instrumental period. Seismically quiet periods ranging from 10 to 100 years can be recognized.

Çizelge 2. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarının özeti.

Table 2. A summary of the historical and the instrumental period earthquake catalogs which are used to compute seismic risk parameters.

<b>a. TARİHSEL KATALOG</b>			
<b>Eksik Katalog</b>			
Kapsamı: 01/01/950-31/12/1899			
$\sigma=\delta=0.4$ (Yüksek güvenilirlikli veri)			
$\sigma=\delta=0.5$ (Normal güvenilirlikli veri)			
$\sigma=\delta=0.6$ (Az güvenilirlikli veri)			
Şiddet	Magnitüd	Oluş sayısı	
VI	4.9	12	
VII	5.5	15	
VIII	6.2	19	
IX	6.9	8	
X	7.5	2	
<b>b. ALETSEL KATALOG</b>			
<b>Tamam Katalog 1</b>		<b>Tamam Katalog 2</b>	
Kapsamı: 01/01/1900-31/12/1961		Kapsamı: 01/01/1961-31/12/1984	
Kesme magnitüdü: 4.5		Kesme magnitüdü: 4.5	
$\sigma=\delta=0.3$		$\sigma=\delta=0.2$	
Magnitüd	Oluş sayısı	Magnitüd	Oluş sayısı
4.5	6	4.5	11
4.6	10	4.6	4
4.7	5	4.7	7
4.8	14	4.8	8
4.9	12	4.9	3
5.0	16	5.0	20
5.1	6	5.1	5
5.2	1	5.2	1
5.3	5	5.3	2
5.5	5	5.4	1
5.6	5	5.5	2
5.7	1	5.6	1
5.8	3	5.7	1
5.9	2		
6.0	3		
6.1	1		
6.3	1		
6.5	1		
6.8	2		
6.9	1		
8.0	1		



Şekil 7. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan bilgisayar programının basitleştirilmiş akış diyagramı.  
Fig. 7. Simplified flow chart of the computer program which is used to compute the seismic risk parameters.

Çizelge 3. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile,  $\sigma=\delta$  seçilmesi halinde katı sınırlı model ve yumuşak sınırlı model için hesaplanan sismik risk parametreleri.

Table 3. Seismic risk parameters computed for the hard bounds and the soft bounds models when  $\sigma=\delta$ , and for the case when the magnitude uncertainty is ignored.

SİSMİK RİSK PARAMETRELERİ			
	Magnitüd hataları İhmal edilmiş	Kıta Sınırlı Model	Yumuşak Sınırlı Model
b	0.83	0.80 .03	0.75 .04
$\lambda_{1.0}$	2.48	1.55 .13	1.20 .10
$m_{max}$	8.63	8.8 .00	8.67 .53

Çizelge 4. Hesaplanan sismik risk parametrelerine tarihsel dönem ve aletsel dönem verilerinin katkıları.

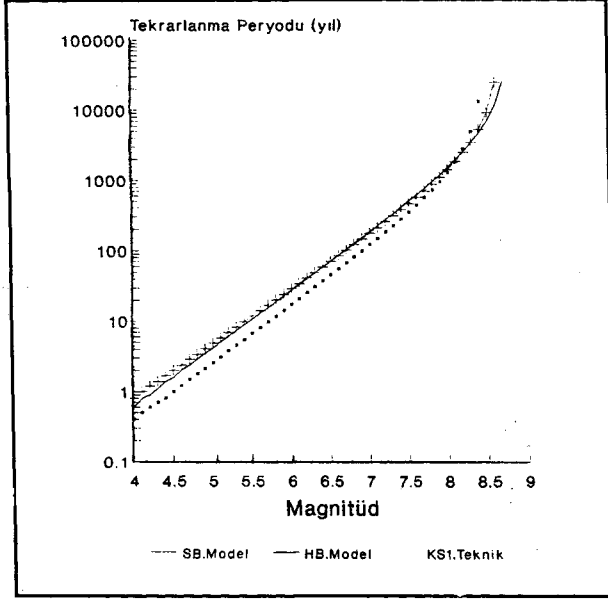
Table 4. Contributions of the historical and the instrumental period data to the computed seismic risk parameters.

SİSMİK RİSK PARAMETRELERİNE KATALOGLARIN KATKISI						
	Magnitüd hataları ihmal edilmiş		Katı Sınırlı Model		Yumuşak Sınırlı Model	
	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$
Eksik Katalog	80.8	19.0	78.5	21.0	74.8	25.3
Tamam Katalog 1	11.3	49.0	12.8	47.8	14.8	45.2
Tamam Katalog 2	8.0	32.0	8.7	31.2	10.4	29.5

Çizelge 5. Çizelge 3 de verilen sonuçlara göre üç ayrı model için hesaplanan deprem yinelenme zamanları.

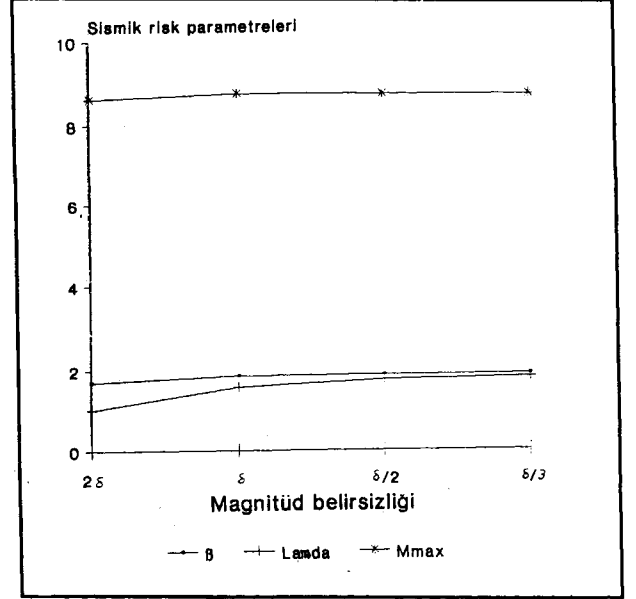
Table 4. Earthquake return periods based on the results of Table 3, computed for the three different models.

YİNELENME ZAMANLARI			
Magnitüd	Magnitüd hataları ihmal edilmiş	Katı Sınırlı Model	Yumuşak Sınırlı Model
4.0	.4	.6	.8
4.1	.5	.8	1.0
4.2	.6	.9	1.2
4.3	.7	1.1	1.4
4.4	.9	1.4	1.7
4.5	1.1	1.6	2.0
4.6	1.3	2.0	2.4
4.7	1.6	2.4	2.9
4.8	1.9	2.9	3.4
4.9	2.4	3.5	4.1
5.0	2.9	4.2	4.9
5.1	3.5	5.1	5.8
5.2	4.2	6.1	7.0
5.3	5.2	7.4	8.3
5.4	6.3	8.9	10.0
5.5	7.6	10.8	11.9
5.6	9.3	13.0	14.2
5.7	11.3	15.7	17.0
5.8	13.8	19.0	20.3
5.9	16.8	22.9	24.2
6.0	20.5	27.7	29.0
6.1	24.9	33.4	34.6
6.2	30.4	40.4	41.4
6.3	37.0	48.8	49.5
6.4	45.1	59.0	59.3
6.5	55.0	71.3	71.0
6.6	67.2	86.3	85.1
6.7	82.1	104.4	102.1
6.8	100.4	126.5	122.7
6.9	122.9	153.4	147.5
7.0	150.6	186.2	177.6
7.1	184.9	226.3	214.2
7.2	227.6	275.4	259.0
7.3	280.8	335.9	314.0
7.4	347.6	410.7	382.0
7.5	432.0	503.6	466.6
7.6	540.0	619.7	572.9
7.7	679.4	766.3	708.1
7.8	862.5	953.1	882.6
7.9	1108.0	1194.5	1112.2
8.0	1446.5	1511.8	1422.2
8.1	1931.1	1938.6	1855.5
8.2	2665.1	2531.1	2491.6
8.3	3877.7	3389.3	3495.9
8.4	6190.9	4714.6	5277.4
8.5	12148.4	6977.6	9210.3



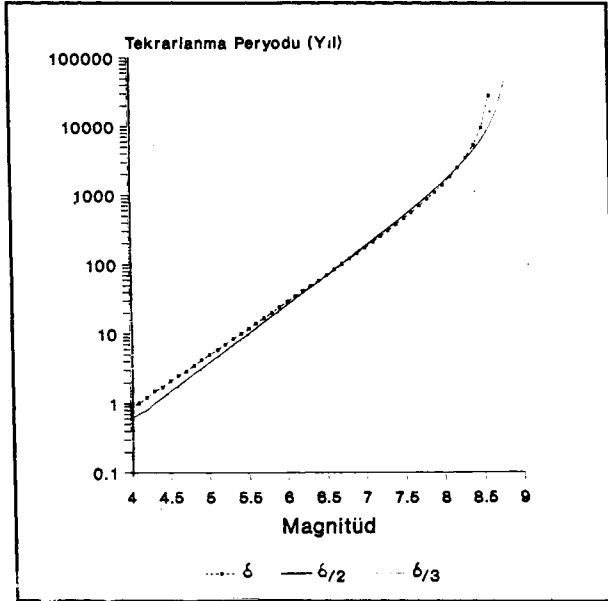
Şekil 8. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile,  $\sigma = \delta$  seçilmesi halinde katı sınırlı model (HB model) ve yumuşak sınırlı model (SB model) için deprem yinelenme zamanları.

Fig. 8. Earthquake return periods for the hard bounds (HB) and the soft bounds (SB) models when  $\sigma = \delta$ , and for the case when magnitude uncertainties are ignored.



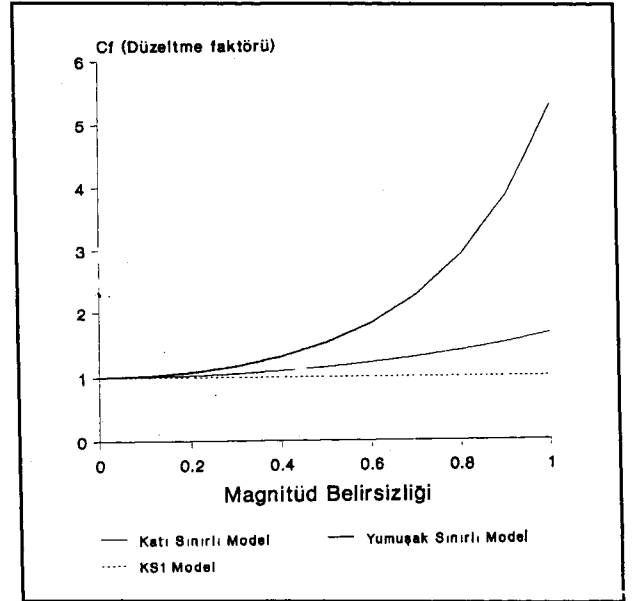
Şekil 9. Magnitüd belirsizliğinin sismik risk parametrelerine etkisi.  $M_{max}$  magnitüd belirsizliğinden hemen hemen hiç etkilenmemektedir.

Fig. 9. Effects of magnitude uncertainty on seismic risk parameters estimates.  $M_{max}$  is not effected from the magnitude uncertainty.



Şekil 10. Yumuşak sınırlı modelde magnitüd belirsizliğinin deprem yinelenme zamanlarına etkisi.

Fig. 10. Effect of magnitude uncertainty on return times of earthquakes in soft bounds model.



Şekil 11. Katı sınırlı model ve yumuşak sınırlı model için düzeltme faktörü  $C_f$  nin magnitüd belirsizlikleri ile değişimi. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı halde  $C_f = 1$  dir.

Fig. 11. Variations of the correction factor  $C_f$  with the magnitude uncertainty in hard bounds and soft bounds models.  $C_f = 1$  for case when the magnitude uncertainty is ignored.



deprem magnitudündeki belirsizlik  $\chi$ ,  $x$  sınırları ile tanımlanmıştır ve bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitudü içerdiği varsayılmıştır. Yumuşak sınırlı modelde ise magnitud belirsizliğinin ortalama değeri sıfır olan ve standart sapması bilinen bir Gauss dağılımı gösterdiği düşünülmüştür.

Erzincan ve çevresi için katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller ile magnitud hatalarının dikkate alınmadığı hal için hesaplanan  $b$ -değerleri sırası ile 0.80, 0.75 ve 0.83;  $\lambda_{4.0}$  etkinlik değerleri 1.55, 1.20 ve 2.48;  $m_{max}$  değerleri ise 8.8, 8.67 ve 8.63 dür.

Elde edilen sonuçlar, magnitud belirsizliklerinin kabul edilebilir sınırlar içinde kalmaları halinde sismik risk belirlemelerinde önemli olmadıklarını göstermektedir. Ancak, büyük magnitud hataları sismik risk belirlemelerinde önemli olabilmektedir. Yumuşak sınırlı model büyük magnitud hatalarına katı sınırlı modelden daha duyarlıdır. Magnitud belirsizliğinin kabul edilebilir sınırlar içinde kalması halinde her iki model de kıyaslanabilir sonuçlar vermektedir. Ancak, magnitud hatalarının ihmal edilmesi halinde sismik risk parametreleri doğru hesaplanamaz ve hesaplanan yinelenme zamanları katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modellerden bulunan yinelenme zamanlarından küçük olur.

## KATKI BELİRTME

*Geliştirdikleri bilgisayar programını kullanmamıza izin veren Prof. A. Kijko ve Prof. M.A. Sellevoll'a ve Şekil 4 ün hazırlanmasına yardım eden Jeofizik Mühendisi A. Yörük'e teşekkür ederiz.*

## KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, A. 1970, Handbook of Mathematical Functions, 9th ed., Dover, New York.
- Allen, C.R. 1969, Active faulting in northern Turkey, California Institute of Technology, Div. Geol. Sci., Contribution No. 1577, 32p.
- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik VII, 3, 30-56.
- Alptekin, Ö., Öncel, A.O. ve Yörük, A. 1992, En büyük olasılık yöntemi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda deprem riskinin belirlenmesi, Jeofizik 6, 35-53.
- Ambraseys, N. 1970, Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone, Tectonophysics 9, 143-165.
- Ambraseys, N., Banda, E., Irving, J., Mallard, S., Melville, C., Morse, T., Wood, M.R., Mudoz, D., Serva, L., Shilton, D. and Vogt, J. 1983, Notes on historical seismicity, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1917-1920.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. ve Üçer, S.B. 1986, Türkiye ve Doayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Boğaziçi Üniv. Kandilli Tasath., 126 Sayfa.
- Barka, A.A., Toksöz, M.N., Gülen, L. ve Kadinsky-Cade, K. 1987, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu kesiminin segmentasyonu, sismisitesi ve deprem potansiyeli, Yerbilimleri 14, 337-352.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics 7, 663-684.
- Barka, A.A. and Gülen, L. 1989, Complex evolution of the Erzincan Basin (eastern Turkey), Jour. Structural Geol. 11, 275-283.
- Bender, B. 1987, Effects of observational errors in relating magnitude scales and fitting the Gutenberg-Richter parameter  $\beta$ , Bull. Seism. Soc. Am. 77, 1400-1428.
- Benjamin, J.R. and Cornell, C.A. 1970, Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers, Mc Graw-Hill, New York.
- Chung, D.H. and Bernreuter, D.L., 1981, Regional relationships among earthquake magnitude scales, Rev. Geophys. Space Phys. 19, 649-663.
- Cosentino, P., Ficara, V. and Luzio, D. 1977, Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics, Bull. Seism. Soc. Am. 67, 1615-1623.
- Dewey, J.W. 1976, Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 843-868.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. 1967, Türkiye ve Civarının Kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enst. Yay. No. 24.
- Gan, Z.J. and Tung, C.C. 1983, Extreme value distribution of earthquake magnitude, Phys. Earth Planet. Interiors 32, 325-330.
- Nuttli, O.W. and Hermann, R.B. 1982, Earthquake magnitude scales, J. Geotech. Eng. Div. ASCE 108, 783-786.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astr. Soc. 30, 109-185.
- Page, R. 1968, Aftershocks and microaftershocks of the Great Alaska earthquake of 1964, Bull. Seism. Soc. Am. 58, 1131-1168.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 77, 185-265.
- Jackson, J. 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, J. Geophys. Res. 97, 12, 471-12, 479.
- Ketin, İ. 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Desenniums, Geol. Rundsch. 36, 77-83.
- Ketin, İ. 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında, M.T.A. Enstitüsü Der-gisi 72, 1-27.
- Öncel, A.O. 1992, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Depremlerin İstatistiksel Analizi, Yük. Lis. Tezi, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst., 93 Sayfa.
- Pamir, H.N., Ketin, İ. 1941, Das Anatolische Erdbeben Ende 1939, Geol. Rundsch. 32, 279-287.
- Kijko, A. 1988, Maximum likelihood estimation of Gutenberg-Richter  $b$  parameter for uncertain magnitude values, Pageoph 127, 573-579.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am. 79, 645-654.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1992, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 120-134.
- Tinti, S. and Mulargia, F. 1985, Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law, Bull. Seism. Soc. Am. 75, 1681-1697.

- Tinti, S., Rimondi, R. and Mulargia, F. 1987, On estimating frequency-magnitude relations from heterogenous catalogs, *Pageoph* 125, 1-18.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, S.J. 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pageoph* 117, 1258-1269.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, TÜBİTAK Proje No. TBAG 341.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, I: Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. (eds). *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ., 227-264.