

İSTATİSTİKSEL SİSMOLOJİ

2017-2018

İÇERİK

- Depremsellik Kavramı
 - Depremlerin Zaman Ve Uzaya Göre Dağılımları
- Deprem Etkisi Kavramı
- Stokastik ve Fiziksel Modeller
- Jeofizik Nelerle İlgilenir?
- Stokastik Modellerin farklı işlevleri
- Sismolojideki Tanımlayıcı Modeller: G-R Kanunu, Omori kanunu
- Mühendislik Modelleri
- Tek faydan veya tarihsel katalogdan verilerin çözümlenmesi
 - Geçmiş Sismisite için Modeller; ETAS, Kagan-Jackson, EEPAS
- Kavramsal Model
- Deprem Oluşum Modelleri
- Magnitüd-Frekans Bağıntıları ve Hesaplanması
- En Küçük Kareler (EKK) Yöntemi
- Magnitüd-Frekans İlişkisinin Sismotektonik Yorumu
- Sismik Çekince Tahminleri
- Gumbel Uç Değerler Dağılım Modeli

- Fisher- Tippet Tip-I (Gumbel) Yöntemi ile Risk Analizi
- Fisher- Tippet Tip-III (Weibull) Yöntemi ile Risk Analizi
- Sismolojinin Temel Kavramları; Deprem Boyutu, Büyüklük
- Yer Hareketi Parametreleri; Genlik, Frekans, Süre, Azalım İlişkileri
- Sismik Tehlike Analizi
- Deprem Kaynaklarının Belirlenmesi ve Değerlendirilmesi
- Tanımsal Sismik Tehlike Analizi
- Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi

Depremsellik Kavramı

Depremsellik deprem oluşumunun uzay ve zaman içerisindeki dağılımı ile ilgili problemleri içerir. Tarihsel açıdan, depremsellik ile ilgili araştırmalar üç ana yönde gelişmiştir (Purcaru, 1975):

- 1- Benioff (1951) tarafından başlatılan ***streyn boşalımı ve bununla ilgili olarak ortaya çıkan tektonik akı (St.Amand, 1956) kavramının depremselliğin tanımlanmasında*** kullanılması.
- 2- Depremlerden açığa çıkan, birim alan ve zamana karşılık gelen toplam ***sismik enerjinin depremselliğin tanımlanmasında kullanılması (Båth, 1956). Daha sonraları*** Ullmann ve Maaz (1966) deprem enerjisini kullanarak depremselliğin farklı tanımını vermişlerdir.
3. Depremlerde magnitüd-frekans bağıntılarının incelenmesi (Gutenberg ve Richter, 1954). Buna paralel olarak daha sonraları depremlerde ***enerji-frekans bağıntıları*** incelenmiştir (Riznichenko, 1958). Bu yöntem Sovyet sismologlarınca geniş ölçüde kullanılmıştır.

Yukarıda sözü edilen yaklaşımların her birinin pratik uygulamalar için kendilerine özgü yöntemleri vardır. Bununla birlikte, bu yaklaşımlardan her biri depremselliği ancak belirli ölçüde yansıtabilir ve genel anlamdaki depremsellik ile karıştırılmamalıdır. Bu yaklaşımlarla deprem oluşumunun fiziği ile ilgili bazı değiştirgenler hesaplanabilir.

Son yıllarda depremselliğin tanımlanmasında bazı önemli görüşler ortaya çıkmıştır. Özellikle Aki(1968) depremselliği, **yer içerisinde depremleri oluşturan süreçler olarak tanımlar** ve sismograf kayıtlarından saptanabileceğini öne sürer.

Kaila ve diğ. (1972) ise verilen bir dönem için tanımlanan depremsellik ile, daha geniş anlamdaki uzun-dönem (gelecekte beklenen depremler dahil) için tanımlanan depremsellik arasında bir ayırım yapılması gereğine işaret ederler. Ryznichenko (1959) depremsellik çalışmalarında ***sismik rejim*** kavramını ortaya atmıştır. Sismik Rejim; **uzay ve zaman içerisinde göz önüne alınan farklı büyüklüklerdeki depremlerin tümü olarak tanımlanır.**

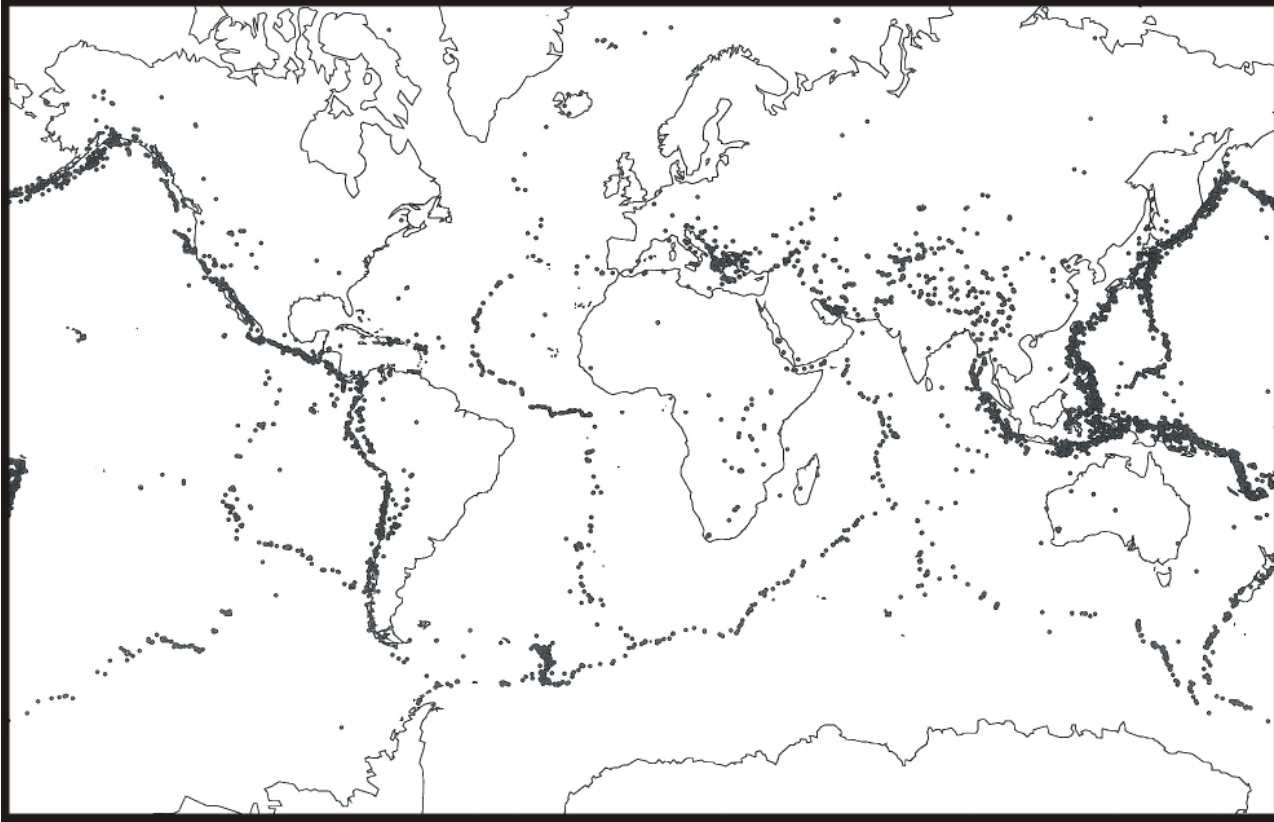
Bu yaklaşımları dikkate alarak Purcaru (1975) depremselliği uzay ve zaman içerisindeki tüm depremlerin oluşumunu ve etkilerini açıklayan genel olay olarak tanımlanmıştır. Buna göre **depremsellik; deprem olaylarını ve bunların etkilerini içeren sismik alanın tamamıdır. Sismik faaliyet, depremsellik (deprem odakları dağılımı), depremsellik düzeyi, sismik faaliyet indeksi, spesifik depremsellik, deprem oluşumu frekansı gibi ölçüler çok boyutlu olan bu sismik alanı tanımlayan değiştirgenlerdir.**

Depremsellik ve Tektonik

Deprem episantrlarının yeryüzündeki sistemli dağılımlarının daha etraflı incelenmesi ile yeryuvarının tektoniği daha iyi anlaşılmaya başlanmış ve yerbilimlerinde yeni bir çağır açılmıştır. Depremlerden ve deniz jeofiziğinden sağlanan verilerin ışığında kıtaların kayması ve deniz diplerinin yayılması gibi öncü düşüncelerden ***Levha Tektonoği veya Yeni Küresel Tektonik adıyla yeni bir kuram ortaya*** çıkmıştır.

Levha tektoniği kuramına göre yeryuvarımızın yaklaşık olarak 100km'lik üst kısmı çok sayıda katı (rijit) levhalar veya bloklardan oluşmuştur. Bu levhalar veya bloklar birbirlerine göre hareket halindedirler ve aralarındaki sınırlar yeryuvarımızın deprem kuşaklarıyla belirlenmiştir (Şekil 1). Günümüze değin başlıca üç türlü levha sınırı tanınmıştır. Bunlar, ***okyanus ortası sırtlar (kabartıları), dalma-batma (veya yitim) kuşakları ve dönüşüm fayları (transform faylar) dır. Bu sınırlardan her biri üzerindeki*** depremsellik farklı özellikler gösterir.

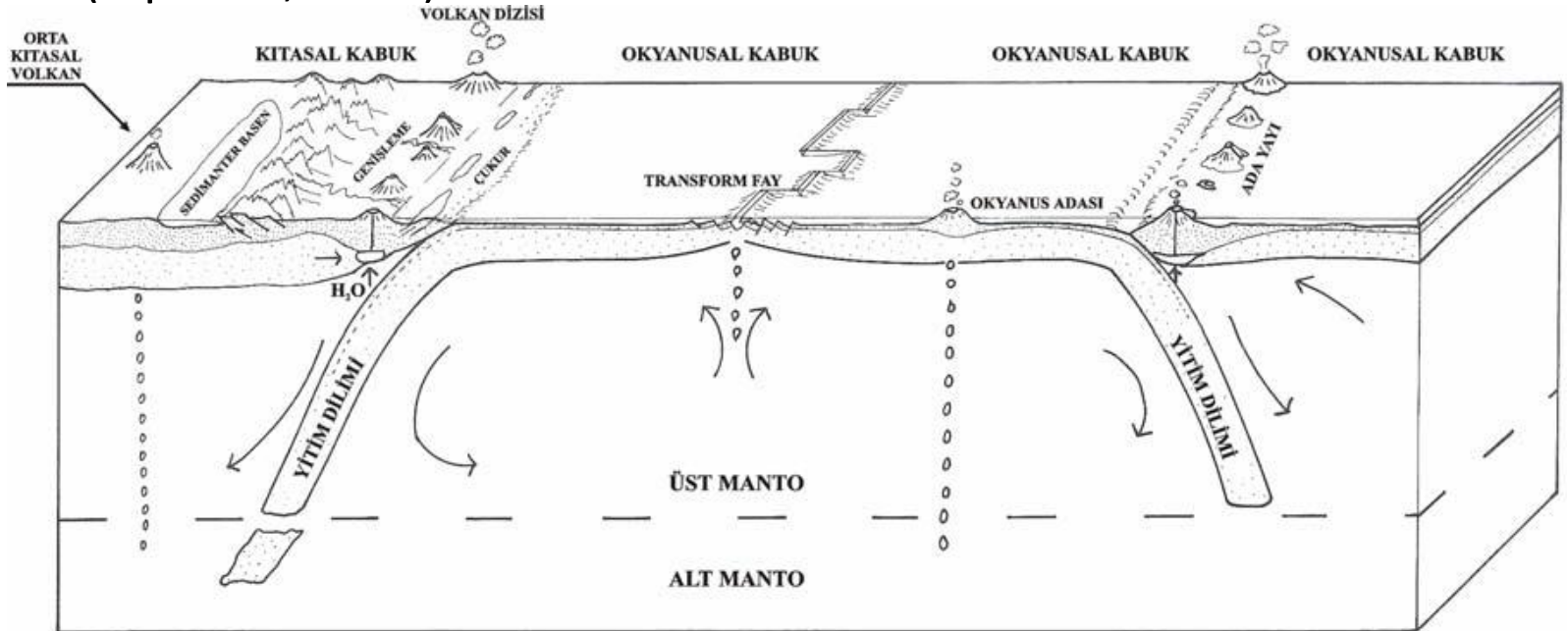
Okyanus ortası sırtlar boyunca depremler dar bir şerit içerisinde oluşurlar ve sığ odaklıdırlar ($h < 70$ km.). Burada deprem kasırgaları (earthquake swarms) sıkça görülür. Okyanus ortası sırtlar, mantodan yukarı çıkan malzeme ile genç litosferin oluştuğu yerlerdir.



Şekil 1. 1961-1967 yılları arasında dünya'da olmuş depremlerin episantr dağılımları. (Odak derinlikleri $h \leq 100$ km olan depremler için çizilmiştir.) (Barazangi ve Dorman, 1969)

Yitim kuşakları boyunca odakları sığ (0-70 km), orta derinlikte (70-300 km) ve derin (300-700 km.) olan depremler oluşur. Buralar, yaşlı litosferin manto içerisine dalarak yitirildiği yerlerdir. Yitim bölgelerinde orta ve derin odaklı depremler **Benioff Kuşağı olarak bilinen eğik bir deprem kuşağı oluştururlar** (Şekil2).

Dönüşüm fayları levhaların birbirlerine göre kaydıkları sınırları oluştururlar. Buralarda meydana gelen depremler sığ odaklıdır. Dönüşüm fayları ve yitim kuşakları zaman zaman şiddetli depremlere sahne olurlar. Başlıca levha sınırlarından başka, kıtaların çarpıştığı yerlerde depremler geniş kuşaklar içerisinde oluşurlar ve buralardaki deformasyonların karmaşık olduğuna işaret ederler (Alptekin, 1973).



Şekil 2. Japonya'daki dalma-batma kuşağı için önerilen bir sismik hız-soğurma taslağı.

DEPREMLERİN ZAMAN VE UZAYA GÖRE DAĞILIMLARI

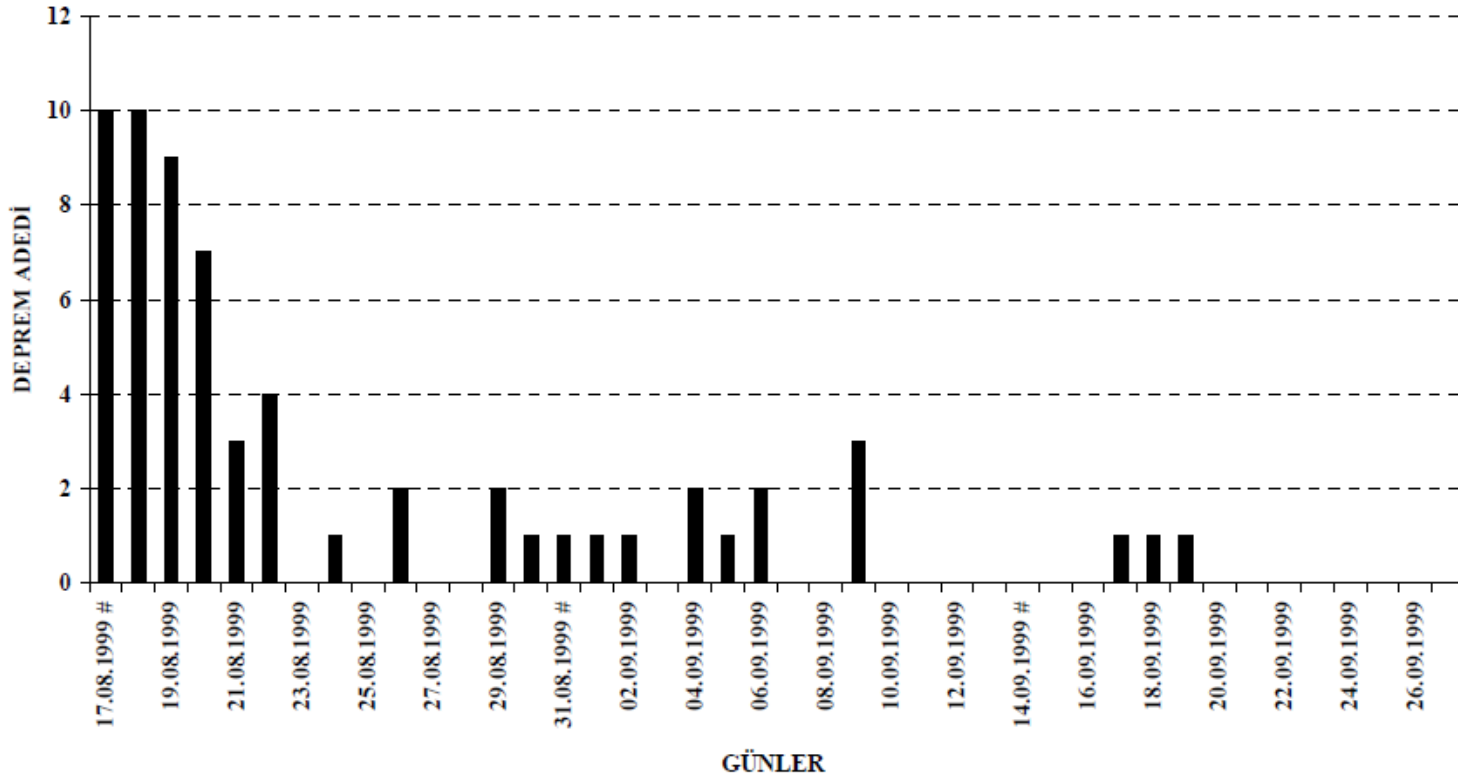
Depremlerin Zamana Göre Dağılımı

Depremlerin tektonikle doğrudan ilişkisi nedeniyle bir bölgedeki depremsellik uzayın olduğu kadar zamanın da fonksiyonudur. Bu nedenle herhangi bir bölgenin depremselliğinden söz ederken inceleme periyodunun da belirlenmesi gerekir. Depremsellik çalışmalarında istatistiksel hesaplamalar ağırlıklı olduğundan, inceleme bölgesinde geçmişte oluşan tüm depremler hesaplamalara dahil edilirler. Bu hesaplamalarda kullanılan depremlerin başlangıç tarihleri aletsel (sismograf) kayıtların başlangıcıyla aynıdır. Çünkü deprem büyüklüğü (magnitüdü) deprem kayıtlarından (sismogramlardan) hesaplanır.

Aletsel dönemin 1900 yıllarında başladığı düşünülürse bu dönem ancak 80-90 yıllık bir zaman dilimini kapsar. Bir jeolojik yaşı milyonlarca yıl ile ifade edildiği düşünülürse aletsel dönemin çok küçük bir zaman aralığını kapsamış olduğu anlaşılır. Bu nedenle aletsel dönem öncesinde oluşmuş, çeşitli tarihsel kayıtlarda yer alan depremler de zamana bağlı değişimlerin incelenmesinde göz önünde bulundurulurlar. Aletsel dönem öncesi depremlere genel olarak **tarihsel depremler** **denir.** **Tarihsel** depremler bir bölgede oluşan şiddetli depremlerin oluş periyodlarının belirlenmesine ışık tutmaları açısından önemlidir.

Uzun periyodlu gözlemlerde depremlerin zamana göre dağılımları genel olarak yıllık (inceleme periyodu çok geniş olduğunda 5, 10 yıllık) dilimlerle incelenir ve deprem oluş frekansı (deprem sayısı/yıl) olarak ifade edilir. Genellikle histogramlar şeklinde grafiklenirler (Şekil 3).

Kısa periyodlu gözlemlerde deprem oluş frekansları mevsimlik, aylık ve günlük olarak da alınabilirler. Bu tür kısa süreli gözlemler daha çok nükleer enerji santralleri, barajlar gibi büyük yapılarla ilgili depremellik çalışmalarında kullanılır.



Şekil 3. 17.Ağustos.1999 Kocaeli Depremi artçı sarsıntılarının ($4.0 \leq M \leq 4.9$) zamana göre dağılımı.

Deprem oluş frekanslarının belirlenmesinde zaman dilimleri, yukarıda belirtildiği gibi, amaca bağlı olarak değişken alınabildiği gibi, bunlarda magnitüd sınırlaması da yapılabilir.

Yani, inceleme alanında oluşan tüm depremler magnitüdlere bakılmaksızın grafiklenebildiği gibi, belirli magnitüdlere arasındaki depremler veya belirli bir magnitüdden büyük veya küçük depremler için de yapılabilir.

Zamanın fonksiyonu olarak elde edilen deprem oluş dağılımları, inceleme bölgesinin sakin ve aktif dönemlerini, var ise bunun dönerselliğini, özellikle büyük depremler için belirli bir tekrarlama periyodunun olup olmadığını ve varsa bunun süresini saptamakta da kullanılır. Magnitüd-enerji, magnitüd deformasyon gibi ilişkilerden yararlanılarak inceleme alanına ait enerji, deformasyon ve gerilme boşalımı gibi kaynağa ait fiziksel değişirgenlerin zamanın fonksiyonu olarak belirlenmesinde, sismik çekince (risk) hesaplamalarında kullanılır.

Depremlerin Uzaya Göre Dağılımları

Episantr dağılım haritaları

Episantr dağılım haritaları incelenen bölgenin enlemleri ve boylamları çizilmiş, uygun ölçekli bir haritası üzerine episantr koordinatlarına göre depremlerin işaretlenmesi ile elde edilir. Bu haritalara ***Dışmerkez Haritaları*** da denir.

Bu haritaların hazırlanmasında inceleme alanı içerisinde oluşmuş tüm depremler işaretlenebildiği gibi tarihsel ve aletsel dönemlerin ayrı ayrı haritalanması, belirli bir magnitüdden büyük depremlerin haritalanması veya hem süre hem de magnitüd sınırlamasının yapıldığı haritalamalara gidilebilir. Episantr dağılım haritaları amaca bağlı olarak değişik şekillerde hazırlanabildiği için bu haritalarda hangi magnitüd ve hangi zaman aralıklarındaki depremlerin kullanıldığı belirtilmelidir.

Episantrlar haritaya işaretlenirken magnitüdlerini de sergileyebilmek için farklı büyüklüklerdeki işaretler kullanılır. Bunun için, genellikle, içi boş veya dolu daireler kullanılır (Şekil 4). Deprem magnitüdüleri bu şekilde belirtildiği gibi derinlikler de farklı işaretleme (örneğin üçgen, daire gibi) ile belirtilir. Bunun için belirli bir derinliğin (örneğin 60km) üstündekiler daireler, altındakiler üçgenler ile gösterilir (Şekil 4). Bunlardan başka tarihsel ve aletsel dönem depremleri de farklı işaretleme ile çizilebilir. Tarihsel dönem depremlerinin büyüklükleri şiddet olarak belirlenebildiği için bunlar için kullanılacak sembollerin büyüklükleri şiddete göre değişir.

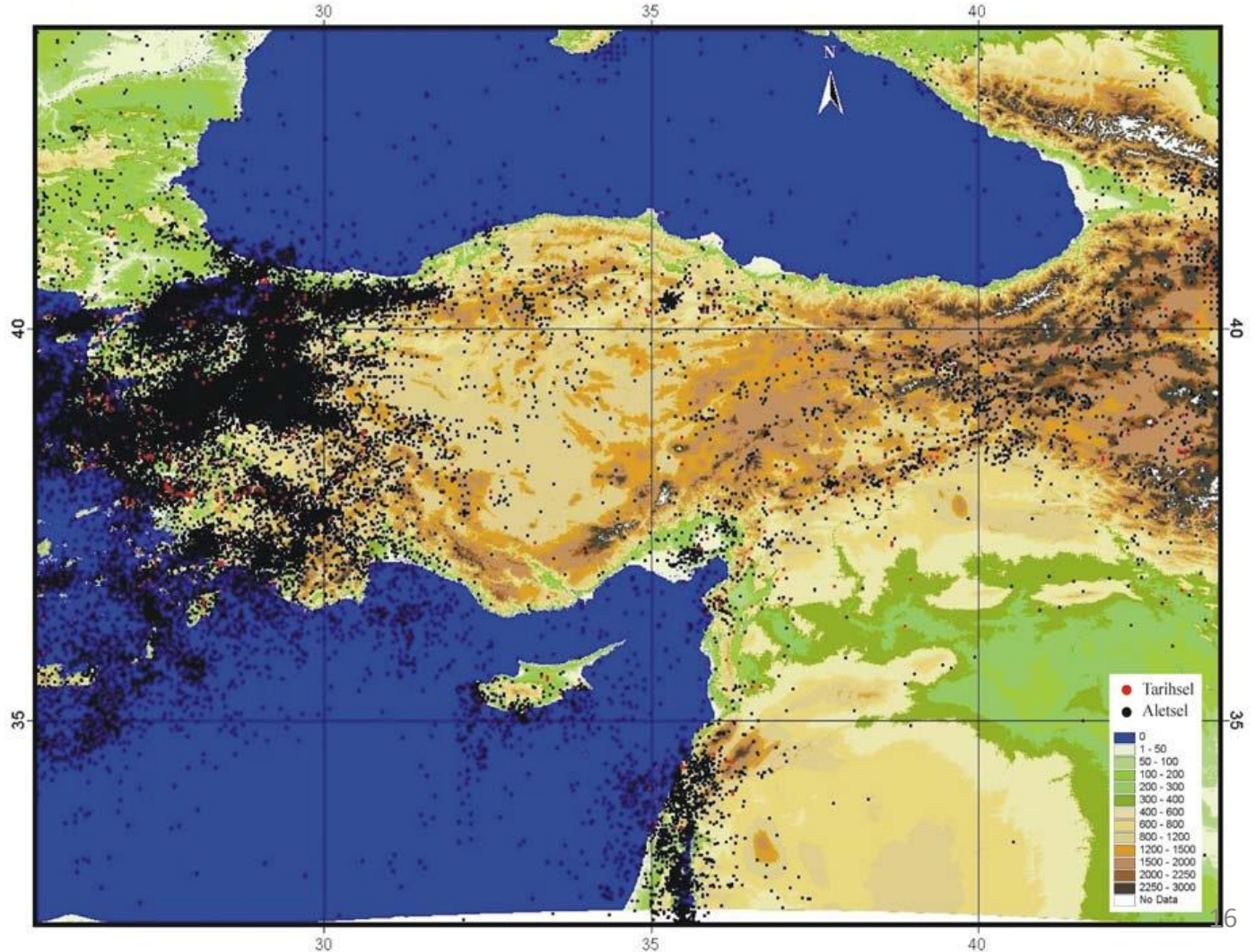
Magnitüd Aralığı	Episantr	
	Sığ Depremler	Orta Derin Depremler
$4.0 < M$	○	△
$4.0 \leq M < 5.0$	○	△
$5.0 \leq M < 6.0$	○	△
$6.0 \leq M < 7.0$	○	△
$7.0 \leq M$	○	△

Şekil 4. Episantr haritalarında kullanılan semboller.

Dünyada oluşan tüm depremlerin %90 kadarı tektonik kökenlidir. Bu nedenle depremlerin episantrları kaynakları olan aktif tektonik birimler üzerinde veya çok yakınında yer alacaktır. Dolayısıyla herhangi bir bölgede oluşan depremlerin episantrları haritalanacak olursa, bölgedeki aktif tektonik birimler iyi bir şekilde ortaya çıkarılmış olur (Şekil 1). Bu nedenle episantrların dağılımı levhaların sınırlarını belirttikleri gibi bu sınırların türlerinin belirlenmesinde de yardımcı olurlar.

Örneğin, yitim kuşakları yaylar şeklinde uzanırken, yayılma kuşakları genellikle düz kırık çizgiler halinde görünüşleri ile tanınabilirler. Episantr dağılım haritalarının aktif tektonik bölgeler (veya kuşaklar) ile sakin bölgelerin belirlenmesinde iyi bir gösterge olması nedeniyle episantr haritaları bazen ***depremsellik haritaları olarak da adlandırılırlar.***

Şekil 5'de Türkiye ve civarının episantr dağılım haritası verilmiştir. Şekil 5'den de görüldüğü gibi derin ve sığ depremler üçgen ve dairelerle gösterilmek suretiyle birbirlerinden ayrılmış, deprem büyüklükleri de farklı büyüklükteki daire ve üçgenlerle gösterilmiştir. Episantrların yığıldığı kuşakların aktif tektonik kuşaklarla çakıştığı açık olarak görülmektedir.

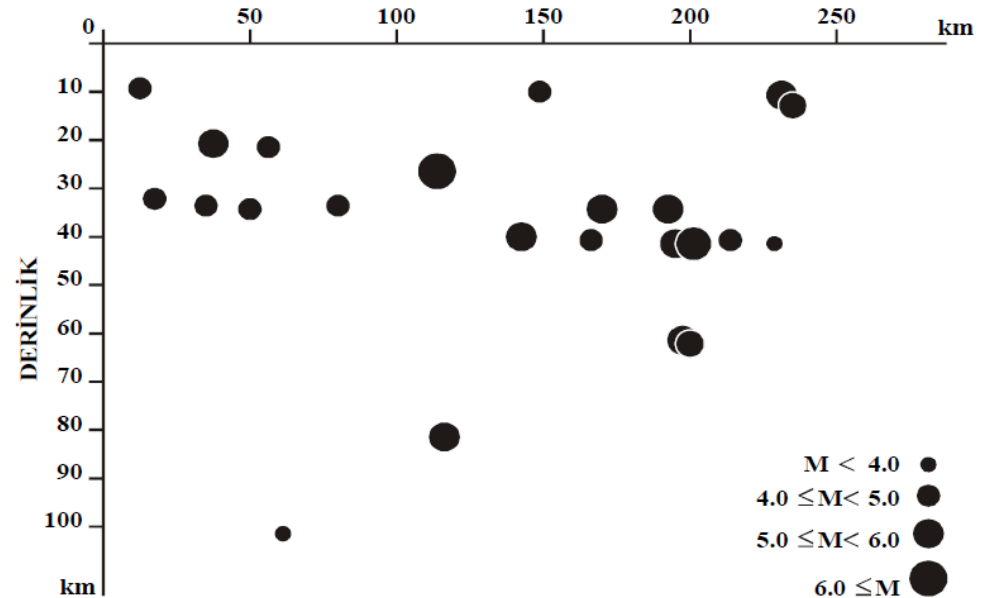


Şekil 5. Türkiye ve çevresinin episantr dağılım haritası.

Deprem odak derinliklerinin dağılımı

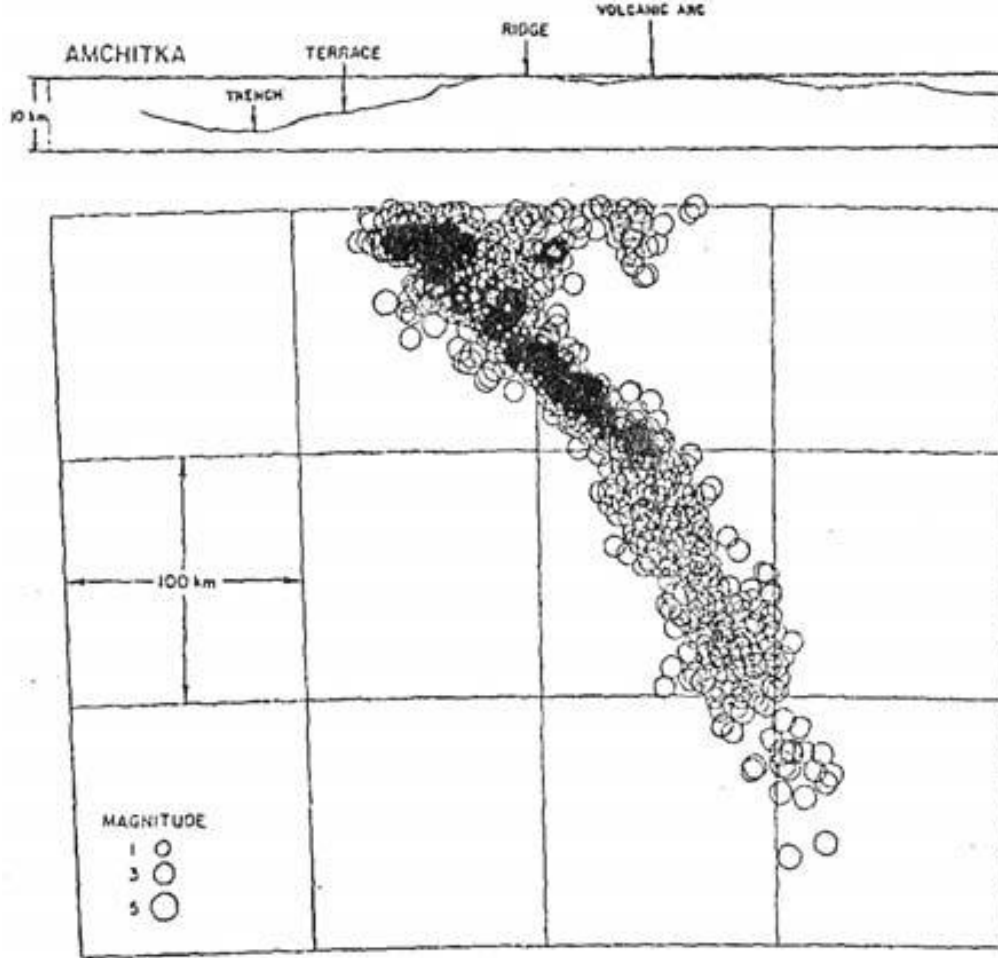
Her ne kadar episantr dağılım haritalarında odak derinlikleri belirtilmeye çalışılırsa da iyi bir gösterim elde edilemez. Bu nedenle deprem odakları derinliklerine göre bir profil veya dar bir kuşak boyunca çizilirler. Bu grafiklerde episantr haritalarında olduğu gibi, deprem büyüklükleri de belirtilir (Şekil 6, 7). Farklı özellikteki levha sınırlarında oluşan depremlerin büyüklük ve derinlikleri de farklıdır. Özellikle odak derinliklerinin dağılımı, belirlenen levha sınırlarındaki hareketlerin türlerinin uzaklaşan (deniz tabanı yayılması) levha sınırları, yaklaşan (çarpışma ve yitim kuşakları) levha sınırları ve dönüşüm faylı levha sınırları tanınmasında önemlidir.

Şekil 6'da Kuzey Anadolu Fay Kuşağı (KAF) üzerinde alınmış bir derinlik kesiti verilmiştir. Bir transform fay olan KAF kuşağına ait olduğundan depremler sığdır. Bu da transform (dönüşüm) faylı levha sınırlarından beklenen bir durumdur.



Şekil 6. Çaldıran Fayı üzerinde alınan derinlik kesiti (Özer, 1983).

Şekil 7'de Amchitka (Japonya) bölgesi için alınmış bir derinlik kesiti verilmiştir. Bu kesit bir yitim kuşağına ait olduğundan depremler yitim boyunca derinleşmektedir. Burada yiten litosferin şeklinin belirlendiği açıkça görülmektedir.



Şekil 7. Amchitka yayında deprem odaklarının derinlikle değişimi. 100km derinlikte Wadati-Benioff zonunun eğim değişikliğine ve bunun volkan yayı ile ilişkisine dikkat ediniz (Engdahl, 1977)

DEPREM ETKİSİ KAVRAMI

Deprem tehlikesi, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan maksimum yer hareketinin (ivme, partikül hızı, geçici ya da kalıcı yer değiştirme) bir yerde ve bir zamanda oluşma tehlikesi olarak tanımlanır. Deprem riski ise, bu hareketler nedeni ile oluşabilecek hasar, mal ve can kaybı değeri olarak tanımlanır.

Risk şu soruların yanıtlarının toplamıdır: **Ne büyüklükte bir deprem, ne kadar uzaklıkta, nasıl bir zeminde, ne tür bir yapıda, ne değerde hasar ve kayba neden olur? ‘Ne düzeyde tehlike?’** sorusunun yanıtını ararken yapılacak ilk iş nerede deprem olabileceğini deterministik olarak tanımlamak ya da olasılıksal olarak kestirmektir. Depremi nerede olabileceğini tanımlamak için ise proje sahası ve çevresini etkileyecek deprem kaynaklarını içeren sismotektonik modeli kurmak gerekir.

Model kurarken olabilecek yanılma veri ve gözlem eksikliğinden kaynaklanmaktadır. Bir süreci (zaman ve mekanda) çok iyi bilirsek (%100) tehlike tahmini yapmaya gerek duyulmayacak, bu durumda tanımsal modeller yeterli olacaktır. Önemli olan yanılma payının karar ve sonuç arasındaki farka katkısının büyüklüğüdür. Olabilecek depremlerin konumu, oluş zamanı, büyüklüğü ve diğer özellikleri belirsizlik içerdiği için deprem tehlikesi istatistik ve olasılıksal yöntemlerden hareketle bir olasılık yüzdesi ile verilir.

Örneğin, Marmara Denzinde beklenen deprem olasılığı nedir? Bu güne kadar yapılan jeolojik, jeofizik, sismolojik ve istatistik araştırmalar Marmara denzinde beklenen en büyük depremin, önümüzdeki 30 yıl için (1999 sonrası) %60 ($\pm$ %15) olasılıkla 7 ve daha büyük bir deprem olacağını göstermektedir (Parsons ve diğ., 2000).

- **Deprem Risk Analizinde;** Çalışma bölgesi ve 50-200 km yakın çevresinin deprem geçmişinden yararlanılarak çalışma alanının gelecekteki deprem potansiyeli ortaya konmaya çalışılır.

Deprem risk analizinde, geçmişteki depremlerin

- yer,
- büyüklük,
- derinlik,
- şiddet,
- Sayı,
- kırık türü,
- belli bir aralıkta (1-50 yıl içinde) yinleme özelliği,
- işleyişi ve atım gibi özellikleri incelenerek, gelecekte o bölgeyi etkileyecek depremin özellikleri kestirilmeye çalışılır. Kestirim işleminde istatistiksel yaklaşımlardan yararlanılır.

- **Deprem Etkisi ise;** Bir depremin çalışma alanında oluşturacağı sarsıntının, yapılar ve canlılar üzerinde yapacağı yıkımdır. Bu etki, depremin özelliklerine, yer koşullarına ve bunların birbirleri ile olan etkileşimlerine bağlıdır.

Deprem Etkisi;

- deprem dış merkez uzaklığına,
- derinliğine,
- deprem dalgası geliş yönüne,
- büyüklüğüne,
- süresine,
- frekans içeriğine,
- yerde oluşturacağı ivmeye,
- yerel jeolojik koşullarının deprem etkisini büyütme özelliğine, (yerin baskın yer titreşim periyoduna),
- yeraltı suyu doygunluğu ve derinliğine,
- yer yapısı türüne (kayalık, toprak olmasına) ve ana kaya derinliği gibi özelliklerine bağlıdır.

Depremsellik Hesapları

1. Dağılım yaklaşımları kullanılarak (örn. Poison, Gumbel vb.) bir yılda büyüklüğü M' 'den büyük depremlerin aşılma olasılığı bulunur.
2. Depremin tekrarlanma süresi (T_r) içinde, M' 'den daha büyük depremlerin beklenen oluş sayısı bulunur.
3. Bir yıl içinde en sık oluşan deprem büyüklüğü (M_1) bulunur.
4. T_r süresi içinde olabilecek en büyük deprem bulunur.
5. Herhangi bir M ya da daha büyük bir depremin bir yıl içinde olabilme olasılığı elde edilir.
6. Eğer risk (R) biliniyorsa, ona karşılık gelen deprem büyüklüğü bulunur.

7. Büyüklüğü M olan depremin yineleme aralığı (dönemi, T_r) bulunur.
8. Richter büyüklüğündeki (M) bir depremden çıkan enerji (E) bulunur.
9. Beklenen en büyük depremin kırıkta yaratacağı atım hesaplanır.
10. Deprem Momenti (M_o) bulunur.
11. Depremin Moment Büyüklüğü (M_w) bulunur.
12. Depremin Süresi hesaplanır. İlk deprem hissedildikten sonra, sarsıntı bitinceye dek geçen süredir.
13. Bölgedeki diri kırığa en yakın uzaklıkta, o bölgede 100 yıl içinde beklenen en büyük depremin M_{max} , inceleme alanında oluşturacağı ivme (a_{max}) hesaplanır.
14. M büyüklüğündeki bir depremin episantrda oluşturacağı yatay ivme, sıkı kaya ve gevşek ortamlar için hesaplanır.
15. Beklenen ivmenin yapıda yapacağı yıkım (Mercalli) ve Şiddet (I_o) hesaplanır.
16. M büyüklüğündeki depremin, episantrda oluşturacağı Şiddet hesaplanır.

Stokastik ve Fiziksel Modeller

Yaklaşık otuz yıl önce zaman ve uzay da deprem oluşumlarının modellenmesi sadece bir düşünce iken bugün nitelikli ve büyük boyutta veri kütüğü ile hızlı ve güçlü bilgisayarlar kullanılarak deprem kestirimleri yapılabilmektedir.

Özellikle yaygın patlatma verileri kullanılarak elde edilen iyi nitelikteki sismik veriler istatistiksel sismolojinin gelişmesinde büyük öneme sahiptir. O halde burada stokastik modellemenin amacının ne olduğu sorulabilir.

Eğer istatistiksel sismoloji stokastik modelleme düşüncesinin sismolojiye uygulanması anlamını taşıyorsa, bu soru istatistiksel sismolojinin prensiplerini ve amaçlarını açıklamaya çalışır.

Stokastik Model Nedir?

Fiziksel ve stokastik model arasındaki temel fark; fiziksel model tamamen süreci anlamaya ve tahmin etmeye çalışır, stokastik model ise en azından pratik amaçlar için fiziksel sürecin bazı düzensizlikleri (rastgele durumları) içerdiğini ve bu nedenle rastgele bir süreç olduğunu kabul eder.

Belirsizlikleri tanımlamanın esas nedeni bunları model içerisine yerleştirmektir ve sadece bu yolla tahmin edilen sonuçların çeşitliliğini belirleyebiliriz.

Sonuçlanan stokastik model, ölçümler için uygun ve kabul edilebilir fiziksel olayların özelliklerini türetir.

Stokastik, fiziksel olmayan demek değildir; çünkü stokastik modelde sürecin bazı durumları rastgele davranmaktadır ki bu fiziksel içerikten yoksun demek değildir.

Jeofizikte olduğu kadar istatistikte de öncü olan Harold Jeyffreys (1938)'in ileri sürdüğü fikir, her fiziksel teorinin sadece uygun nicelikleri tahmin etmeyi değil, aynı zamanda bunların belirsizliklerini de tahmin etmeyi içermesidir.

Vere-Jones (1979)'un terminolojisinde her fiziksel teorinin bir stokastik modele dayandırılması gerektiği savunulmaktadır. Belirsizlikleri tahmin edebilme gerekliliğinin teoriye eklenmesinde fiziği ayrı tutmamak gerekir.

Jeofizik Nelerle İlgilenir?

- Klasik fizikte modeldeki belirsizlikler, alışılmış olan şekliyle gözlemsel hatalardan başka bir şey değildir. Kuantum fiziğinde durum tamamen terstir: belirsizlikler evrenin temel özelliklerini yansıtır.
- Genel davranış modelleri nitelik bakımından fiziksel teorilerden tahmin edilebilir, ancak teoriler lokal deprem tahminlerini kapsamaz.
- Belirsizlikler gözlemsel hataları içermektedir, fakat bunlarla sınırlandırılmış anlamında değildir.
- Daha temel zorluk, sadece yer kabuğu içerisinde lokal olarak yer alan fiziksel süreçlerdeki dolaylı gözlemlere sahip olunmasıdır. Süreçlerin kendileri karmaşıktır ve şu an için doğrudan gözlenmeleri olanaksızdır.

Deprem oluşumlarının stokastik modelleri, yırtılma başlangıcı ve bunun büyük ölçekli bir depremi meydana getirmesi gibi sorularla doğrudan ilişkili olarak sınırlı veri ile sınırlı fiziksel teoriyi bir araya getirmeye çabalar. Bu şartlar altında model kestirimlerindeki belirsizlikleri nitelendirebilmek büyük bir gerekliliktir.

O halde jeofizikçiler için önemli soru, değişkenliğin daha kapsamlı bir şekilde ölçülmesini sağlayacak fiziksel teori ile gözlemlerin nasıl ilişkilendirilmesidir?

Stokastik Modellerin farklı işlevleri

Bunların farklı uygulama alanları içerisinde stokastik modeller için iki geniş işlev ayırt edici olabilir:

- İlki istatistiksel yöntemle temsil edilir. Burada stokastik model fiziksel sürecin kendisini anlamada etkin bir rol oynar.
- İkincisinde stokastik model planlama, tahmin veya karar verme için temel olarak kullanılır. Bu durumda fiziksel süreçlerin tam olarak temsil edilip edilmeyeceği en önemli safha olmayabilir. Diğer taraftan bu tür uygulamalarda bu genellikle bilgi için önemlidir. Ayrıca modelin mevcut veriye tam olarak uydurulabilmesi için de önemlidir.

Vere-Jones (1979)'un çalışmalarında üç geniş model tanımlanmıştır. Yukarıda tanımlanan ikinci rol iki kısma ayrılmıştır; tanımlayıcı modeller ve mühendislik modelleri.

Sismolojideki Tanımlayıcı Modeller: G-R Kanunu

Tanımlayıcı modelde amaç gerçek verininki ile aynı geniş özelliklere sahip veriyi oluşturmak için bir tarif vermektir. Genelde modeli basitleştirmek bu etkiyi yapacaktır.

Sismolojide kabul gören örnek Gutenberg-Richter frekans-magnitüd ilişkisidir. Gutenberg-Richter, fizikçiler arasındaki ortak kabule göre öncelikle orandan ziyade sayılara göre verileri tanımlamaktadır. Yani on tabanına göre logaritma tablosunu kullanmaktadır.

Sonuçta elde edilen sayılara en küçük kareler regresyonu ile doğru uydurulur, böylece

$$\log_{10} N(M) = a + b(M - M_0) + E_M$$

veya eşdeğeri olan

$$N(M) = 10^{a + b(M - M_0) + E_M}$$

elde edilir. Burada $N(M)$, M den büyük magnitüdlere içeren veri setindeki olayların sayısıdır, M_0 başlangıç (eşik) magnitüd değeri ve E_M hata terimidir.

Eğer Gutenberg-Richter tanımladıkları ilişkiyi, e-tabanına göre logaritma ile ve sayılar yerine oranlara göre oluştursaydılar;

$$\log[\bar{F}(M)] = e^{-\beta(M - M_0)}$$

elde edeceklerdi. Burada $\bar{F}(M)$, M den büyük magnitüdlere içeren veri setindeki orandır. Bu bağıntıda G-R ilişkisinin açık bir şekilde magnitüdlerin dağılımı için basit tanımlayıcı bir model olduğu görülmektedir.

10^a parametresi bağıntıda gözükmemektedir, bu parametre normalizasyon sabitinden (eşik magnitüdden büyük olayların toplam sayısı) başka bir anlam ifade etmez. Ayrıca E_M terimi regresyon probleminde hata terimidir, M noktasında gerçek ve deneysel dağılım fonksiyonları arasındaki farklılıkla orantılı bir niceliktir. Bu durumdaki model tam olarak tanımlayıcıdır. Bu bir deneysel ilişkidir. Dağılımın üssel olması gerekliliğinin nedenleri fiziksel teoriyle ilişkilendirilmez.

Tanımlayıcı modelin ikinci örneği Omori kanunudur;

Jeffreys (1938) tarafından tanımlanan model Poisson dağılımının zaman bağımlı formudur;

$$\lambda(t) = A(c + t)^{-p}$$

burada A, c ve p, parametrelerdir. t, ana şoktan beri geçen zamanı; p, artçı şokların zamanla azalım oranını (p-değeri 0.9-1.9 arasındadır) ifade eder. c, ana şoktan sonraki kısa dönemde karmaşık varsayımları ayırarak çıkartır ve c-değeri en fazla 1 gündür (Utsu vd., 1995). p ve c sabit olduğunda A, artçı şokların sayısı ile orantılıdır. Bu model gerçek artçı şok grubu gibi aynı geniş özellikli bir artçı şok grubu oluşturmak için oldukça yeterlidir ve modele dayalı olarak parametrelerin ve tahminlerin yapılmasına olanak sağlar. Bu model ETAS modelde olduğu gibi tek bir artçı şok dizisine uymayabilir.

ETAS model öncelikle tanımlayıcıdır ve bileşenleri,

- G-R kanununu (tanımlayıcı)
- Omori kanununu (tanımlayıcı)
- Üssel artım (verimlilik) kanununu (tanımlayıcı)
- Artçı şokların uzaysal dağılımını (tanımlayıcı)

maddelerini içerir. Önemli özelliği bu maddelerin yapılarının tanımlayıcı temelden çok kavramlara dayalı olmasıdır: ana veya artçı şok geçmişine bağlı olarak her bir olay aynı formüle göre yeni olayları tanımlar.

ETAS model her depremin bir dereceye kadar kendi artçı şok aktivitesine sahip olduğu gerçeğine dayanır. Çünkü gerçek deprem aktivitesi yalnızca ana ve artçı şok oluşumları olarak ifade edilmez. Bu aktivite deprem kümelenmeleri, ikincil artçı şoklar veya diğer bölgelerle ilişkili olarak karmaşık ve farklı özellikteki oluşumları da içerebilir.

Mühendislik Modelleri

Burada kastedilen modeller planlama, karar alma veya tahmin etmede önemli pratik sorulara cevap bulmak için oluşturulmaktadır. Bu modellerle tanımlayıcı modeller arasında önemli bir ilişki vardır. Temel fark ise veri uydurmanın amacındadır.

Tanımlayıcı modelde asıl amaç etkin bir şekilde veriyi tanımlamaktır. Mühendislik modelinde bazı özel ifadeleri modele koymak isteriz. Sismolojide böyle modellerin geleneksel kullanımı deprem bölgelerinin belirlenmesi, deprem mühendislik projeleri ve deprem sigortaları ile ilgilidir. Ancak bugün büyük kısmını deprem kestirimi için modeller kapsamaktadır. Stokastik model olmadan bu başarılamaz. Sorun, modellerin etkili olup olmayacağıdır.

Bu tür pratik amaçlar için stokastik modelin oluşturulmasında bazı ön prensipler yardımcı olabilir;

- Modelin ayrıntı derecesi amaca uygun olmalıdır. Bazen basit bir model amaca daha uygun olmaktadır.
- Model mevcut verilerden elde edilebilmelidir. Bu parametre sayısının sınırlandırılmasını gerektirir. Genel olarak her bir parametre için 20 veya 30 bağımsız gözlem her bir parametreyi orta doğrulukla hesaplamak için gereklidir.
- Basitleştirilmiş fiziksel biçim varsa, tahmin için tam olarak tanımlayıcı veya geçici bir modelden daha güvenilir olacaktır. Tanımlayıcı veya geçici model uydurulmuş olan veri dizisi dışında güvenilir olmayacaktır.

Bu genel özelliğe sahip modellerin bulunduğu sismoloji çalışmalarında iki kapsamlı durum vardır:

- ***Tek faydan veya tarihsel katalogdan verilerin çözümlenmesi***

Zaman kestirilebilir (gelecekte olması beklenen depremin oluş zamanının sismojenik kaynaktaki son depremin oluş zamanına ve büyüklüğüne bağlı olduğunu ifade eder), kayma kestirilebilir (bir sismojenik kaynakta gelecekte olması beklenen depremin büyüklüğünün son depremden beri geçen zamana bağlı olduğunu ifade eder) ve gerilme boşalımı modelleri bu genel kavram içerisine girmektedir.

Bunlar yukarıda tanımlanan üç maddeyi sağlayacak birkaç fiziksel olasılığa sahiptirler, fakat bunların pratik amaçları verilen bir faydaki tehlikenin (hazard) belirlenmesini sağlar. Veri genellikle çok eksik olduğundan 2.madde (genel olarak her bir parametre için 20 veya 30 bağımsız gözlem her bir parametreyi orta doğrulukla hesaplamak için gereklidir) özellikle uygundur. Burada iç tutarsızlıklardan kaçınmak için model formülasyonunda dikkatli olmak gerekir. Örneğin, zaman kestirilebilir modelin bir olası versiyonu;

$$\log T_i = A + M_i + \varepsilon_i$$

şeklindedir. Burada $T_i = t_{i+1} - t_i$ olaylar arasındaki zamandır, M_i bunların magnitudü ve ε_i normal dağılımın hatasıdır. Bağımsız hataların doğal kabulleri zaman içindeki gerilme seviyelerinin beklenen sınırları ile bir çelişkiye yol açar.

Papazachos ve Papaioannou (1993), Ege bölgesinin sismojenik kaynaklarındaki büyük ana şokların tekrarlanma zamanlarına dayanarak ***uzun-dönem zaman ve magnitüd kestirilebilir modeli*** ifade eden bağıntılar bulmuşlardır:

$$\log T_t = bM_{min} + cM_p + d\log M_0 + q$$

$$M_f = BM_{min} + CM_p + D\log M_0 + m$$

burada b , c , d , q , B , C , D , m hesaplanması gereken parametrelerdir. M_f gelecekte olması beklenen şokun magnitüdünü, T_t tekrarlanma zamanını göstermektedir. bM_{min} terimi (pozitif değerli b -parametresi) bir sismojenik bölgede depremin magnitüdü büyüdükçe tekrarlanma zamanının arttığını ifade etmektedir. cM_p terimi (pozitif değerli c -parametresi) bir sismojenik bölgede ana şokun magnitüdü büyüdükçe gelecekte olması beklenen ana şoka kadar olan zamanın artacağını göstermektedir.

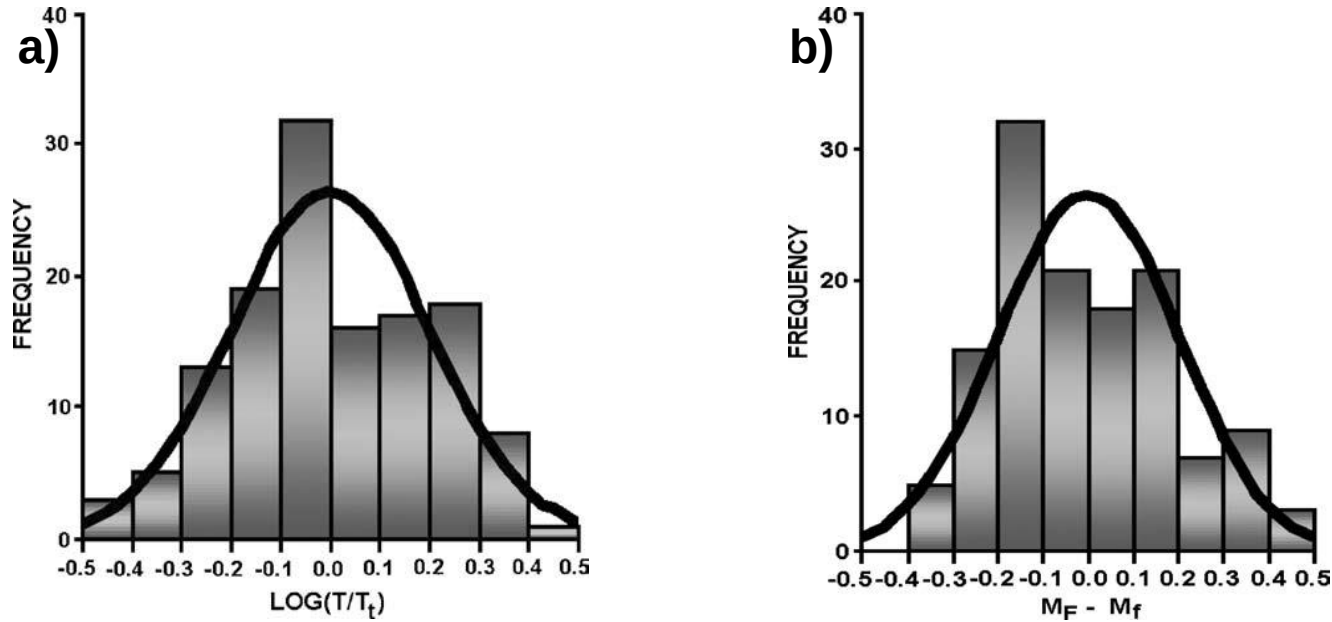
$$\log T_t = bM_{min} + cM_p + d\log M_0 + q$$

$$M_f = BM_{min} + CM_p + D\log M_0 + m$$

$d\log M_0$ terimi (negatif değerli d -parametresi) sismojenik bölgede harcanan tektonik birikimi ifade etmektedir. q ve m farklı tektonik alanlarda farklı değerler alır. Bu iki sabit bölgesel sismisite ile ilişkili olarak gelecekte olması beklenen olayın zaman ve büyüklüğünü ayarlayan faktör olarak kabul edilmektedir.

Sismojenik kaynakların her birindeki sismik moment oranı M_0 (dyn.cm /yıl) kaynakta açığa çıkan tektonik birikimi ifade etmektedir ve bu nedenle çok önemli bir parametredir. Bu parametre büyük depremlerin momentlerinin toplanıp, karşılık gelen zamana bölünmesi gibi sismoloji yöntemleriyle veya diğer yöntemlerle (örneğin jeodezi yöntemleriyle) hesaplanabilir.

$\log T_t$ bağıntısı her bir sismojenik kaynakta belirli bir magnitüdtten (örneğin, $M_{\min} = 6.0$) daha büyük magnitüdlü sonraki ana şokun oluşum zamanının kestirilmesinde kullanılabilir. Ancak Şekil 8'de gözlemsel tekrarlanma zamanı T 'nin hesaplanan T_t 'ye göre belirgin ölçüde düzensiz değişimi gösterilmektedir. Bu nedenle bu model gelecekte tanımlanan bir zaman aralığında (örneğin, 10 yıllık) belirli bir magnitüdtten (örneğin, $M_{\min} \geq 6.0$) daha büyük depremlerin olma olasılığını (P) hesaplamada tercih edilmektedir (Papazachos ve Papaioannou, 1993).



Şekil 8. a) Gözlenen tekrarlanma zamanının kuramsal olana göre frekans dağılımı. T / T_t oranı σ standart sapma ve $\mu = 0$ ortalama değerli normal dağılım izlemektedir. **b)** Gözlenen (M_F) ve hesaplanan (M_f) sonraki magnitüdlere arasındaki farkın frekans dağılımı.⁴²

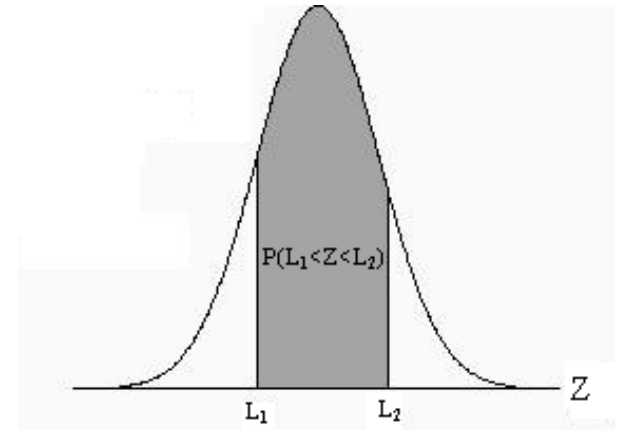
Sismojenik kaynakların her biri için bu dağılımın geçerli olduğu kabul edilerek, t yıl önce (şimdikinden) meydana gelen M_p magnitüdüne sahip bir deprem ($M \geq M_{\min}$) varsa, sonraki Δt yıl (şimdikinden) boyunca $M \geq M_{\min}$ olan bir ana şokun oluşması için P olasılığı aşağıdaki bağıntı ile hesaplanabilir (Papazachos ve Papaioannou, 1993).

$$P(\Delta t) = P(L_1 < Z < L_2) = \frac{F\left(\frac{L_2 - \mu}{\sigma}\right) - F\left(\frac{L_1 - \mu}{\sigma}\right)}{F\left(\frac{L_1 - \mu}{\sigma}\right)}$$

L_2 ve L_1 'in değerleri;

$$L_2 = \log \frac{(t + \Delta t)}{T_t}, \quad L_1 = \log \left(\frac{t}{T_t} \right),$$

F , σ ve $\mu = 0$ olduğu normal dağılımın kümülatif değeridir. Her bir sismojenik kaynak için $M_{\min}$, M_p (son depremin magnitüdü) ve M_0 bilindiğinden $\log T_t$ ve M_f bağıntıları ile gelecekte oluşacak depremlerin tekrarlanma zamanları (T_t) ve magnitüdüleri (M_f) hesaplanabilir.

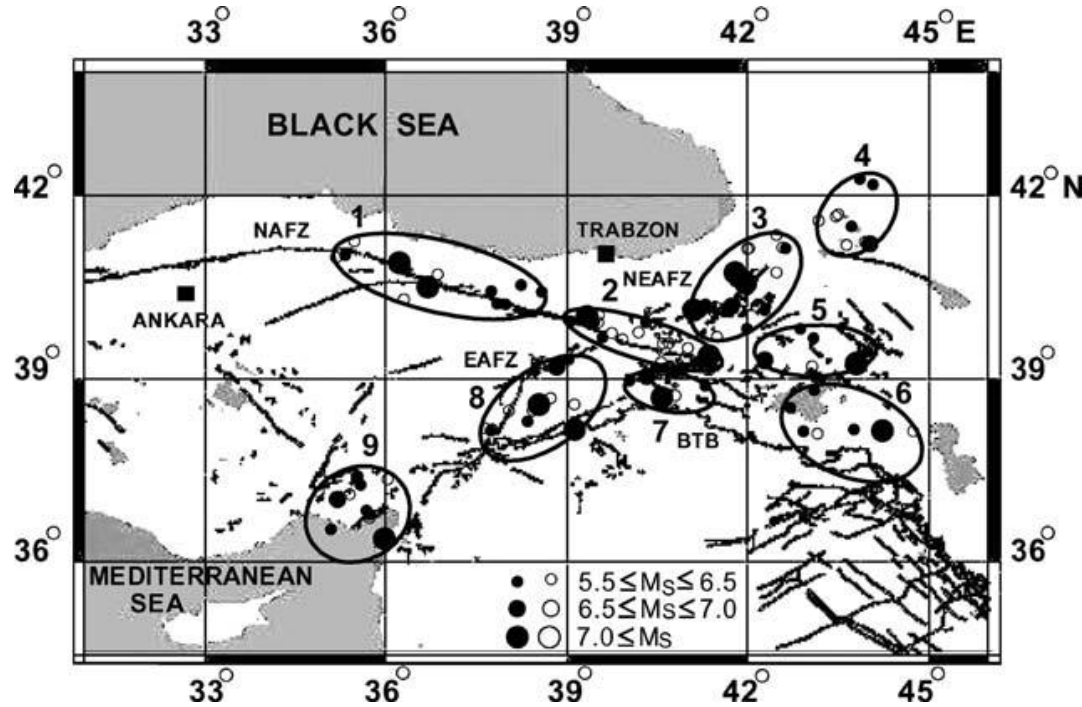


Z , μ ortalama ve σ standart sapmalı standart normal değişimdir. P , olasılık yoğunluk fonksiyonudur.

Doğu Anadolu'da oluşan büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının kestirilmesi için, 36° - 42° K, 35° - 45° D koordinatları ile sınırlanan bu bölge belirli sismolojik ve jeomorfolojik özelliklere dayanarak dokuz sismojenik kaynağa ayrılmış (Şekil 9) ve her bir kaynak için bölgesel zaman ve magnitüd-kestirilebilir model uygulanmış ve $\log T_t$ ve M_f bağıntıları bulunmuştur (Sayıl, 2005):

$$\log T_t = 0.11M_{\min} + 0.12M_p - 0.11 \log M_0 + 2.51$$

$$M_f = 0.89M_{\min} - 0.24M_p + 0.31 \log M_0 - 4.99$$



Şekil 9. Sığ ana şoklar (içi dolu daireler) ve önceki veya sonraki (içi boş daireler) şokların episantrları ile Doğu Anadolu'da belirlenen dokuz karakteristik deprem kaynağı. Her kaynak bir sayı ile temsil edilmektedir (Sayıl, 2005).

Log T_t ve M_f bağıntıları kullanılarak dokuz sismojenik kaynakta 50 yıl içerisinde olması beklenen kuvvetli ($M_s \geq 6.0$) ve büyük ($M_s \geq 7.0$) depremlerin oluşma olasılıkları, tekrarlanma zamanları (T_t) ve bu depremlerin ne büyüklükte olabilecekleri (M_f) saptanmıştır (Sayıl, 2005).

Tablo 1. Dokuz sismojenik bölge için gelecek 50 yıl içerisinde olması beklenen depremlerin magnitüdleri, tekrarlanma zamanları ve oluşma olasılıkları.

Seismogenic sources	$M_{\min} \geq 6.0$							$M_{\min} \geq 7.0$						
	M_f	T_t	P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{40}	P_{50}	M_f	T_t	P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{40}	P_{50}
1 Tokat	6.6	15	0.50	0.79	0.91	0.96	0.98	7.2	25	0.37	0.59	0.73	0.82	0.88
2 Erzincan	6.9	12	0.66	0.87	0.95	0.98	1.00	7.3	24	0.44	0.68	0.81	0.90	0.95
3 Erzurum	6.7	13	0.54	0.77	0.88	0.94	0.97	7.2	25	0.39	0.63	0.77	0.85	0.90
4 Kars	6.9	22	0.42	0.67	0.82	0.89	0.94	7.1	26	0.28	0.47	0.59	0.69	0.75
5 North of Lake Van	6.7	15	0.46	0.69	0.83	0.90	0.95	7.8	24	0.42	0.65	0.79	0.87	0.92
6 South of Lake Van	6.8	12	0.45	0.68	0.82	0.89	0.94	8.0	24	0.36	0.57	0.72	0.80	0.87
7 Bingöl	6.8	14	0.52	0.81	0.92	0.97	0.99	8.2	23	0.40	0.64	0.78	0.86	0.91
8 Malatya	6.9	16	0.53	0.76	0.87	0.93	0.96	7.3	24	0.30	0.49	0.63	0.74	0.80
9 Hatay	6.9	20	0.32	0.62	0.80	0.88	0.93	7.2	26	0.27	0.47	0.62	0.72	0.78

Stres boşalım modelinde, sabit bir kritik gerilme olması durumu yerine kritik gerilme, $\phi(s)$ yoğunluklu ve $\Phi(s)$ dağılım fonksiyonuna sahip değişken biçimde davranabilir. Gerilme s den $s+ds$ ye geçtiğinde (daha önce olmaz) sonraki depremin oluşma olasılığı Φ , tehlike fonksiyonu ile yani;

$$\Psi(s) = \phi(s) / [1 - \Phi(s)]$$

bağıntısıyla verilir. Uygulamalarda $\Psi(s)$, $\Psi(s) = Ae^{\lambda s}$ ile verilen üssel şekle sahiptir. Bu ifade $A \ll 1$ için $(-\log A)/\lambda$ da keskin bir pike sahip

$$\phi(s) = 1 - e^{-A[e^{\lambda s} - 1]}$$

dağılım fonksiyonuna karşılık gelmektedir. Gerilme seviyesi şimdi Markov tarzıdır ve daha önceki modellerle tutarsızlıklardan kaçınılmıştır.

•*Geçmiş Sismisite için Modeller*

ETAS ve Jackson-Kagan modelleri gibi diğer model grupları geçmiş sismisite için farklı şartlarda biraz benzer rol oynayan modellerdir. ETAS model önemli bir işlem yorumlama dalıdır ve veri uydurmada, model özelliklerinin araştırılmasında (öncü şoklar, Bath yasası; ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şok magnitüdü arasındaki farkın ana şok magnitüdüne bağlı olmadan yaklaşık 1.2 birim olduğunu ifade eder) ve olağanüstü büyük sismik aktivitenin açığa çıktığı bölgeler için tanımlayıcı bir yöntem olarak geniş ölçüde kullanılmaktadır.

Jackson-Kagan modeli Poisson modelinden daha gerçekçi bir taban model sağlamak amacıyla düzenlenmektedir. EEPAS model logaritmik regresyon çalışmalarından çıkan kesin tahmin terimlerini Jackson-Kagan modeline ilave eder.

Tam (uzay-zaman) ETAS modeli (Ogata, 1998) için,

$$\lambda_1(t, x, M) = f(M) \left\{ \mu(x) + A \sum_{i: t_i < t} \Phi(M_i - M_0) g(t - t_i) h(x - x_i) \right\}$$

şeklinde yazılır. Kagan-Jackson (1994) modeli için,

$$\lambda_2(t, x, M) = f(M) H(t) \left\{ \delta + A_t \sum_{i: t_i < t} g(x - x_i) \right\}$$

yazılır. EEPAS model (Rhoades ve Evison, 1994) için,

$$\lambda_3(t, x, M) = \mu \lambda_0(t, x, M) + \sum_{t_i < t} f(M - M_i) h(t - t_i | M_i) g(x - x_i | M_i)$$

olur. Bu ifadelerde f , g , h olasılık yoğunlukları olarak tümü normalize edilmiştir, $f(M)$, G-R kanunu veya onun değişkenlerinden birisidir.

$$\lambda_1(t, x, M) = f(M) \left\{ \mu(x) + A \sum_{i: t_i < t} \Phi(M_i - M_0) g(t - t_i) h(x - x_i) \right\}$$

ETAS modelindeki Φ , üssel verimlilik terimidir. μ , olay (bağımsız) geçmişini kullanır ve genel uzaysal modeli oluşturur. Şartlar sabit, durağan bir durumun varlığındakine benzerdir ve verilen başlangıç şartlarından yola çıkılarak model durağan (ergodik) biçimdekine yaklaştırılır. ETAS modeli, artçı şok aktivitesini net olarak tanımlamak, artçı şokların düzgün bir şekilde azaldığını kontrol etmek ve ikinci bir artçı şok oluşmuşsa bundan sonraki artçı şok aktivitesini belirlemek için kullanılır.

$$\lambda_2(t, x, M) = f(M)H(t) \left\{ \delta + A_t \sum_{i : t_i < t} g(x - x_i) \right\}$$

Kagan-Jackson modelinde, A_t sabiti toplama yeni bir deprem ilave edildiğinde parantezdeki terimden gelen toplam katkının sağlanmasını ayarlar ve $H(t)$, toplam oranı gösterir. Model davranışı önemli ölçüde başlangıç şartlarına bağlıdır ve beklenmeyen (sürpriz) olayların etkisi δ terimi ile kontrol edilir. H sabit olsa da bu modelin durağan nokta süreç modeli ile ilişkilendirilebileceği ve hatta modelin ergodik olabileceği açık değildir.

$$\lambda_3(t, x, M) = \mu \lambda_0(t, x, M) + \sum_{t_i < t} f(M - M_i) h(t - t_i | M_i) g(x - x_i | M_i)$$

EEPAS modelde, λ_0 , öncelikle Jackson-Kagan modeline benzer bir modelden elde edilir. Toplamdaki f , g , h terimleri olması beklenen olaylar için bir başlangıç olayının zaman ve uzay koordinatlarının, sismik moment oranlarının logaritmik regresyon (ilişki) çözümlerlerinden çıkarılır. Ayrıca model ardışık olarak yeniden normalizasyonu içerir ve bu modelin durağan nokta süreç modeliyle ilişkili olabileceği de açık değildir.

Değişik yapılarına rağmen, tüm üç model başarılıdır. Ancak sismik rejimin doğası ve bu modellerin bunları ne kadar temsil ettikleri hala tartışılmaktadır.

Kavramsal Model

Burada tanımlanan modeller istatistiksel yöntemlerdeki temel modelleri oluşturmak gibi bazı fiziksel olayları açıklamaya çalışmaktadır. Bu fiziksel olayların istatistiksel modelleri Griffiths (1926) ve Weibull (1939) zamanından beri kırık mekanizmalarını incelemede önemli bir rol oynamıştır. Örneğin Weibull, numunedeki mikro çatlak uzunluklarının rastgele dağılımlarını laboratuvar ortamında benzer numuneler üzerine kuvvet uygulayarak değişimlerini incelemiştir. Weibull dağılımı adını bu çalışmadan almaktadır.

Deprem sürecinin başlayışı (hücre boyutundaki devinim, filtrasyon yani akma süreci ve kollara ayrılma süreci) homojen, elastik bir ortamdaki bir fay ya da kırığın düzgün ilerleyişi yerine, bir zayıflık noktasından diğerine önemli ölçüde rastgele süreçlerle kontrol edilmektedir. Vere-Jones (2005) kollara ayrılma süreci düşüncesini uygulamaya çalışmış, kritik durumda $2/3$ civarındaki b-değeri ile G-R kanununu öngören stokastik modeli, kritik altı durumda ise Kagan dağılımını önermiştir.

Aynı kollara ayrılma süreci kavramı ETAS modelinde de ortaya atılmıştır. Kırıkların aralarındaki farklılık ve kırıklar arasındaki aralıklar fiziksel süreçten daha çok aletlerin algılamalarındaki sınırlamalardan meydana gelmektedir.

Ayrıca ETAS modeli veya kırık için kollara ayrılma modeli gibi deprem oluşumu için stokastik modellerin etkileri (rolleri) kompleks sistemler için olan modellerle de karşılaştırılmaktadır. Birçok durumda, çoğu model deprem oluşumunun karakteristik özelliklerini göstermektedir: G-R kanunu, artçı şok dizileri ve Omori kanunu, vb. Her bir model bu özellikleri gösterebilen şartlara göre farklı bir bakış açısı sağlamaktadır. Çatlak ilerlemesi için kollara ayırma modeli gibi modellerin önemi, basit yapıdan karmaşık bir olayı açıklamaya yardımcı olmasıdır.

Deprem Oluşum Modelleri

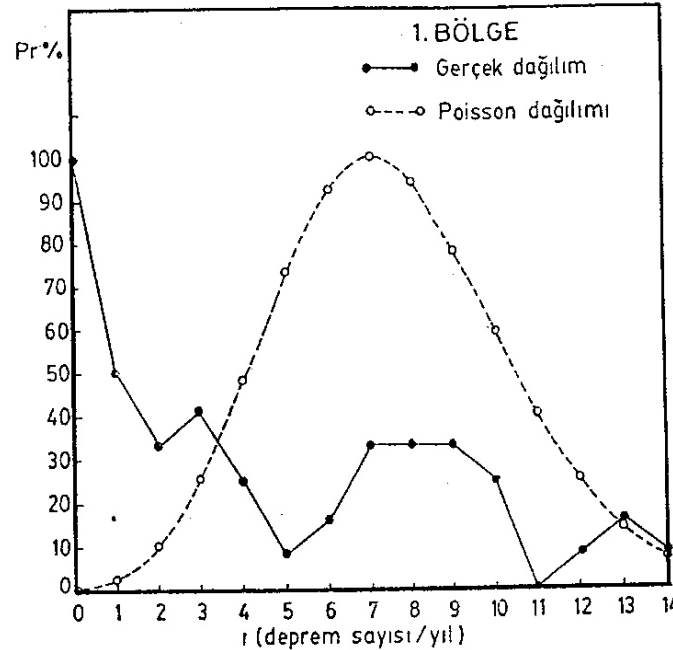
Zaman serilerinin çözümlenmesinde kullanılan klasik yöntemler çeşitli araştırmacılarca rastgele bir deprem dizisini analitik olarak modellemekte kullanılmıştır. Deprem oluşumunu modellemekte en çok kullanılan stokastik model Poisson modelidir.

Bu modelde deprem oluşumunun bir Poisson süreci olduğu ve M_i magnitüdlerinin birbirinden bağımsız ve eşit olarak dağıldığı varsayılır. Bu varsayımlar altında, δt zaman aralığında magnitüdlere M' 'den büyük N depremin meydana gelmesi olasılığı;

$$P(N, \delta t) = \frac{(\lambda \delta t)^N e^{-\lambda \delta t}}{N!}$$

ile verilir. Burada λ , birim zamandaki deprem sayısıdır.

Şekilden de görüleceği gibi gerçek dağılım maksimum değer çevresinde Poisson dağılımının altında uzanmakta ve eğrinin uç kısımlarında ise onu kesmektedir (Şekil 10). Dolayısıyla, gerçek dağılımın Poisson dağılımından sapması yada her iki dağılım arasındaki farklılık ortalama değer çevresinde pozitif ve her iki uçta negatif olmaktadır. Böylece, bir deprem olduğunda başka depremlerin olma olasılığı artmakta yada bazı bilinmeyen nedenlerle depremlerin bir grup veya deprem fırtınası şeklinde olma olasılıkları ortaya çıkmaktadır.



Şekil 10. Depremlerin olasılık dağılımları.

Böyle bir modelde yığınsal frekans dağılımı; yani δt zaman aralığında N veya daha az deprem bulunması olasılığı aşağıdaki gibidir;

$$F(N; \delta t) = \sum_{k=0}^N \frac{(\lambda \delta t)^k}{k!} e^{-\lambda \delta t}$$

Poisson sürecinde deprem oluşları arasındaki zamanlar negatif üssel dağılım gösterirler:

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt$$

burada P, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının $(t, t+dt)$ zaman aralığı içerisine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen yığınsal dağılım fonksiyonu;

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t}$$

dir. $F(t)$, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t veya daha az olma olasılığıdır.

Poisson modeline göre bir sonraki depremin oluşması için geçen bekleme zamanının dağılımı, bir önceki depremin oluşundan itibaren geçen zamandan etkilenmez ve istatistik veriler Poisson modelinin büyük depremler için geçerli olduğunu göstermektedir.

Sismoloji literatüründe rastgele deprem dizilerinin modellenmesinde aşağıdaki yaklaşımlar görülür (Esteva, 1964):

- a) Depremler arasındaki bekleme zamanlarının histogramları çizilir ve Poisson dağılımına uyup uymadığı araştırılır (Knopoff, 1964).
- b) Poisson dispersiyon indeksi olarak bilinen, deprem sayısının örnekleme değişiminin beklenen değere oranı hesaplanır (Vere-Jones, 1970; Shlien ve Toksöz, 1970a). Bu indeks Poisson süreçleri için 1 dir ve hemen hemen periyodik olan dizilerde birden küçüktür. Olaylar yığılma özelliği gösterdikleri zaman ise birden büyüktür.

c) Ortak değişinti (otokovaryans) fonksiyonları, yani verilen zaman aralıklarında gözlenen deprem sayılarının değişintilerini gösteren fonksiyonlar hesaplanır (Vere-Jones, 1970; Shilen ve Toksöz, 1970a). Bir poisson sürecinin ortak değişinti fonksiyonu bir Dirac delta fonksiyonudur. Bu Poisson modelinin özelliğidir ve diğer stokastik süreçler için gerçekenmez.

d) Hazard fonksiyonu $h(t)$ hesaplanır. Eğer $F(t)$ depremler arasındaki zamanın yığinsal olasılık dağılımı ise;

$$h(t) = f(t)/[1 - F(t)]$$

ile verilir. $f(t)=dF(t)/dt$ dir. Poisson modeli için $h(t)$, sürecin ortalama artış oranına eşit olan bir sabittir.

Depremlerle ilgili istatistik veriler ve bunlarla ilgili fiziksel olayların incelenmesi Poisson modelinin bazı eksikliklerini ortaya koymaktadır. Poisson modelindeki kabule göre bir sonraki depremin oluşması için geçen bekleme zamanının dağılımı, bir önceki depremin oluşundan itibaren geçen zamandan etkilenmez. Oysa, gerçek fiziksel modellerde enerji yavaş yavaş yığılır ve birden boşalır, böylece bir sonraki olayı etkiler.

İstatistik veriler Poisson modelin büyük depremler için geçerli olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, küçük alanlar göz önüne alındığında verilerin Poisson modele uymadığı görülmüştür (Knopoff, 1964).

Bekleme zamanlarının istatistik çözümlemesi Poisson modelinin seçilmesini desteklemez (Shilen ve Toksöz, 1970a). Bu nedenle “tetikleme” tipinde (triggered type) modeller geliştirilmiştir (Vere-Jones, 1970). Bu modellerde deprem oluşum sürecinin tamamı birçok zaman serisinin üst üste binmesi (superposition) olarak düşünülür. Zaman serilerinin başlangıçları birbirlerinden farklıdırlar ve bir Poisson sürecinin olaylarıdır.

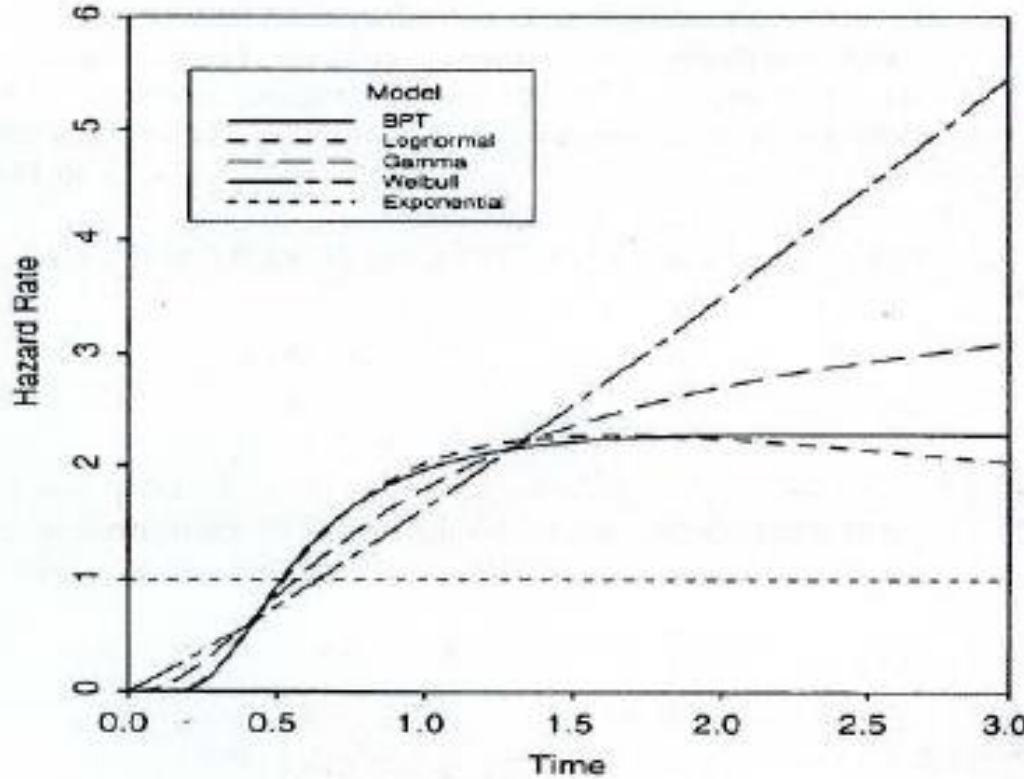
Deprem oluşumunun stokastik modelleri Esteva (1976) ve Lamnitz (1974) de geniş bir şekilde özetlenmiştir. İleride görüleceği gibi magnitüd-frekans bağıntılarının hesaplanmasında depremler Poisson veya Gauss dağılımı ile modellenirler.

Esteva, tekrarlanma süreleri için gamma dağılımını önermiştir. Weibull dağılımı, elastik rebound kuramı ile uyumlu olarak, en son deprem olayından sonra geçen süre ile artan bir tehlike oranına sahip olması nedeni ile tekrarlanma zamanları için sıkça kullanılmıştır. Yakın bir zaman önce Brownian Asma Zamanı (Brownian Passage Time) modeli, karakteristik depremlerin tekrarlanma sürelerinin olasılık dağılımı için önerilmiştir. Brownian Asma Zamanı (BPT) modeli, San Francisco için 2002 yılında yapılan sismik tehlike analizinde kullanılmıştır. BPT modeli için geçerli olan olasılık yoğunluk işlevi şöyledir:

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

burada, μ ortalama tekrarlanma süresi ve α aperiyojiklik parametresi olup aynı zamanda standart sapmanın ortalama değere oranı olan değişkenlik katsayısına eşittir.

Yinelenme modelinde, tekrarlanma süresi için kullanılan değişik olasılık dağılımları için geçerli olan tehlike oranı işlevleri aşağıdaki şekilde gösterilmiştir.



Tekrarlanma 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' dir.

Magnitüd-Frekans Bağlılıları

Magnitüdün (büyüklüğün) bir fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekanslarını belirlemekte en geniş ölçüde kullanılan formül Gutenberg-Richter formülüdür:

$$\text{Log}N(M) = a - bM \quad (1)$$

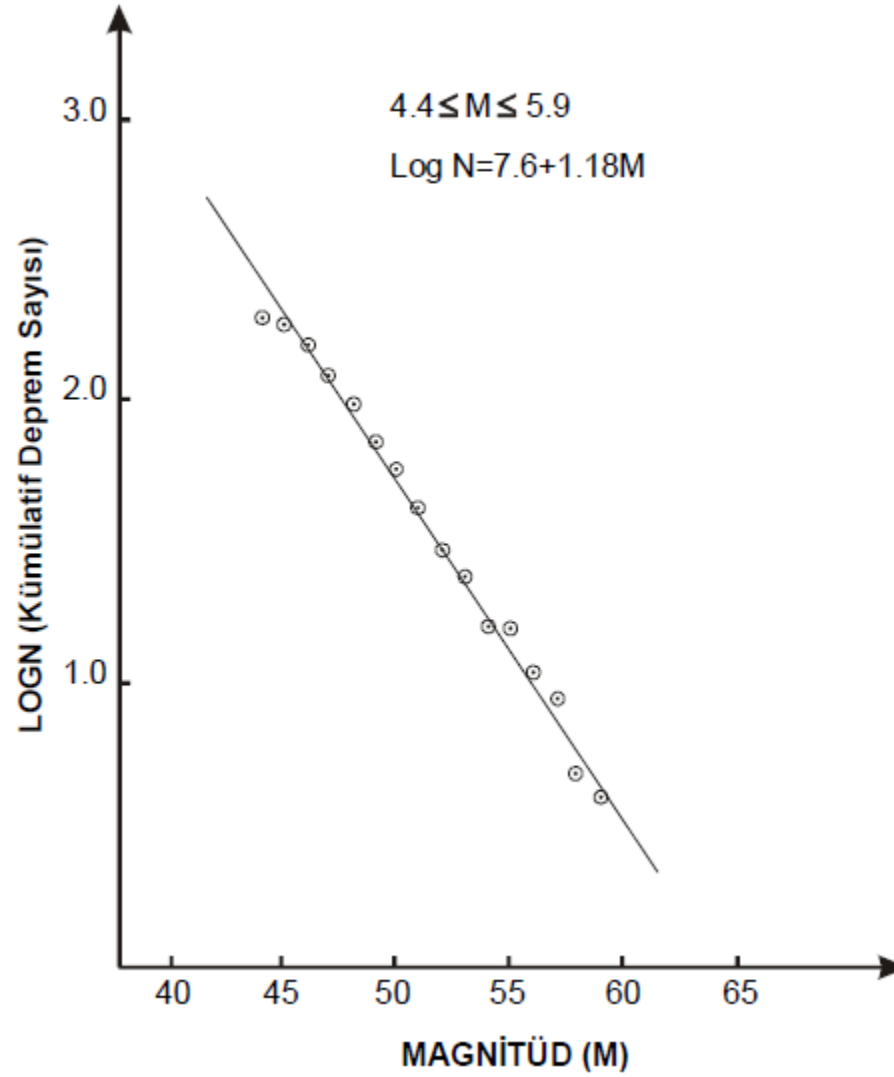
Bu denklemde magnitüdü M ile $M+dM$ arasında bulunan depremlerin sayısı $N(M)dm$ ile belirlenir, a ve b sabit değıştirgenlerdir. (1) denklemini aşağıdaki gibi de yazabiliriz;

$$N(M) = N_0 10^{-b'M} = N_0 e^{-b'M} \quad (2)$$

Bu halde, $N_0 = N(0) = 10^a$, $b' = b \ln 10$ dir. Burada $N_0 = N(0)$ magnitüdü sıfır olan depremlerin sayısıdır. (1) denklemini ilk defa Gutenberg ve Richter (1944) tarafından güney Kaliforniya depremleri için kullanılmıştır.

Depremlerde magnitüd-frekans ilişkisini açıklamak için sismoloji literatüründe Gutenberg-Richter formülüne benzer birçok bağıntı kullanılmıştır.

Gutenberg-Richter bağıntısı genellikle bütün magnitüdlerde doğrusal değildir (Şekil 11). Bu nedenle $\log N(M)$ nin doğrusal olduğu bir magnitüd aralığının (M_1, M_2) tanımlanması gerekir. Bugüne kadar M_1 ve M_2 değerleri sadece laboratuvar şartları için elde edilebilmiştir. Büyük depremlere ait gözlemler az olduğundan büyük depremler için bağıntı belirsizdir. Küçük depremlerde ise deprem dizisinin tam olduğundan emin olmak gerekir; zira M_1 göz önüne alınan bölgedeki gürültü seviyesine bağlı olup, gürültü seviyesinin yüksek olması çok duyarlı sismografların kullanılmasını engeller. M_1 ve M_2 büyük olasılıkla malzemenin yapısına ve deformasyon oranına bağlı olup $M_{\min} < M_1 < M_{\max} < M_2$ şeklinde bütün deprem dizisini sınırlar.



Şekil 11. Gutenberg-Richter bağıntısının hesaplanmasında magnitüd aralığının seçimi.

(1) denklemi ($\text{Log}N(M)=a-bM$) sürekli bir bağıntıyı yani depremlerin sayısı ile magnitüd arasındaki bağıntıyı ifade eder. Diğer bir deyişle belirli magnitüde sahip depremler göz önüne alınmıştır. Pratik amaçlar için magnitüd +0.3 magnitüd birimi duyarlılığıyla hesaplanabilir. Bundan doğan hataları gidermek için magnitüd sınıfları ortaya atılmış ve bu halde de (1) denkleminin sağlandığı gösterilmiştir. Bu halde N , magnitüdü $M+dM$ olan depremlerin sayısıdır. Fakat magnitüd-frekans bağıntısının değiştirgenleri şüphesiz sınıf aralığı dM 'ye bağlıdır.

Magnitüd-frekans bağıntısının hesaplanmasında pratik amaçlar için magnitüdlerin grup merkezi veya verilen gruptaki magnitüdlerin ağırlıklı ortalaması hesaplanır. (1) denklemindeki a ve b değerleri grup merkezinin veya ağırlıklı grup ortalamasının kullanılmasına da bağlıdır. Ağırlıklı ortalama;

$$M = \frac{\sum_{i=0}^s n_i M_i}{\sum_{i=0}^s n_i} \quad (3)$$

bağıntısından da hesaplanır. Burada n_i ; magnitüdü M_i olan depremlerin sayısı, s ise bir gruptaki farklı magnitüdlerin sayısıdır. Ağırlıklı ortalama için bulunan değıştirgenler grup merkezi için bulunanlardan küçüktür, çünkü pratik hallerde M genellikle grup merkezinden daha büyüktür (Prochazkova, 1970).

Magnitüd-frekans bağıntıları hesaplanırken normal ve yığınsal frekanslardan hesaplanan değiştirgenler arasında da ayrım yapılması gerekir, zira aynı magnitüd aralığı için normal ve yığılma frekanslarından hesaplanan değerler farklıdır. Yığılma frekansları için bulunan değerler normal frekanslardan hesaplanan değiştirgen değerlerinden büyüktür (Prochazkova, 1970 ve 1972).

Magnitüd – Frekans Bağıntılarının Hesaplanması

Deprem magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen a , b veya e , f değişirgenlerinin hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılır. Bu yöntemler:

- 1) Gözle eğri uydurma yöntemi,
- 2) En küçük kareler yöntemi,
- 3) Genelleştirilmiş (ağırlıklı) en küçük kareler yöntemi,
- 4) En büyük olabilirlik yöntemi,
- 5) Utsu ve Page formülleri,

Bu doğrusal ilişkilerden başka doğrusal olmayan (ikinci veya üçüncü derece) bağıntılar da hesaplanabilmektedir.

En Küçük Kareler (EKK) Yöntemi

En küçük kareler yöntemi en çok kullanılan yöntemdir. Yöntemin bir doğruya uygulanışı aşağıda kısaca açıklanacaktır. Magnitüdləri $M_i + dM_i$ ($i=1,2,\dots,n$) olan depremlerin sayılarını N_i ile gösterelim. Burada n hesaplamada kullanılan nokta sayısını gösterir. Gauss dağılımı gösteren bir sürekli, rastgele büyüklük $\log(N_i)$ düşünelim.

Bunun olasılıklı dağılım fonksiyonu (probably distribution function);

$$p(a,b;\log N_i) = \left(2\pi x^2\right)^{-1/2} \exp\left[-\frac{1}{2} x^2 (a - bM_i - \log N_i)^2\right] \quad (4)$$

($i=1,2,\dots,n$) dir. Eğer $\log N_i$ bağımsız ise, bağıntı aşağıdaki gibidir:

$$p(a,b;\log N_i) = \left(2\pi x^2\right)^{-1/2} \prod_{i=1}^n \exp\left[-\frac{1}{2} x^2 (a - bM_i - \log N_i)^2\right] \quad (5)$$

Hesaplama kolaylığı bakımından logaritmik olasılık fonksiyonu kullanmak daha uygundur;

$$\ln p(a, b; \log N_i) = -(1/n) \ln \left(2\pi x^2 \right) - \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} x^{-2} (a - bM_i - \log N_i)^2 \quad (6)$$

Maksimum gerçeklik değeri prensibine göre, rastgele bir değişkenin en büyük olasılık değeri, olasılık dağılım fonksiyonunu en büyük (maksimum) yapan değerdir. Buna göre,

$$-\frac{1}{2} n \ln \left(2\pi x^2 \right) - \frac{1}{2} x^2 \sum_{i=1}^n (a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{maksimum} \quad (7)$$

dur. Başlangıçtaki varsayımlar altında, x^2 noktalar için aynı olmak koşulu ile ve işaret değiştirilerek üstteki denklem yerine en küçük kareler koşulunu veren aşağıdaki denklem elde edilir.

$$\sum_{i=1}^n (a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{minimum} \quad (8)$$

Bu aşamada problem çeşitli gözlem değerlerinden geçen en uygun eğrinin belirlenmesine dönüşür. Bununla ilgili ayrıntı bu bölümün sonunda verilmiştir. En küçük karelerle a ve b değiştirgenleri aşağıdaki bağıntılardan bulunur:

$$a = \left[\sum_{i=1}^n M_i^2 \sum_{i=1}^n \log N_i - \sum_{i=1}^n M_i \sum_{i=1}^n M_i \text{Log} N_i \right] \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (9)$$

$$b = \left[\sum_{i=1}^n M_i \sum_{i=1}^n \log N_i - n \sum_{i=1}^n M_i \text{Log} N_i \right] \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (10)$$

bunların ortalama hataları m_a ve m_b yi veren aşağıdaki formüller elde edilirler (Prochazkova, 1970). m standart sapmadır.

$$m_a = m \left(\sum_{i=1}^n M_i^2 \right)^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (11)$$

$$m_b = mn^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n M_i \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (12)$$

$$m = \left[\sum_{i=1}^n (a - bM_i - \log N_i)^2 \right]^{1/2} n^{-1/2} \quad (13)$$

a ve b yi veren denklemlerden basit bir işlem ile a ve b arasındaki ilişki aşağıdaki bağıntı ile bulunur:

$$a = n^{-1} \sum_{i=1}^n M_i b + n^{-1} \sum_{i=1}^n \log N_i \quad (14)$$

Yukarıdaki denklemde diğer terimler sabit iseler denklem a yı b nin doğrusal bir fonksiyonu olarak verir. a ile b 'nin belirli hata sınırları içinde verildiği göz önünde tutulursa, yukarıdaki ifadelerdeki küçük değişimler a ile b arasındaki doğrusallığı bozmaz. Pratik hesaplamalarda bu ilişkiyi görmek olanaklıdır (Prochazka, 1970 ve 1973).

(8) koşuluna dayanan en küçük kareler yönteminde bütün noktalar aynı ağırlığa sahiptir. Bu nedenle diğer noktaların iyi uyduğu bir doğrudan önemli ölçüde sapmalar gösteren noktaların bulunabilmesi doğaldır. Bu tür noktalar bazen yorumlayıcı tarafından atılır, a ve b değiştirgenleri dizinin kalan noktalarından elde edilir. (13) denklemi ile verilen standart sapma doğrudan doğruya gözlem sayısı ile orantılıdır. Çok sayıda gözlem olması halinde noktalarda büyük saçılma olmasına karşın standart sapma, gözlem sayısının az olması halinde daha küçüktür. En küçük kareler yönteminde iyi sonuçlar alınması için gözlem sayısının olabildiğince büyük (örneğin 100'den fazla) olması gerekir. Ancak, $\log N(M)$ için bu koşulu sağlamaz.

Regresyon ve korelasyon analizi

Bilimin temel amaçlarından biri de değişkenler arasındaki ilişkileri belirlemektir. Bu ilişkileri belirlemede kullanılan en önemli araç ise, istatistik bilimidir. İstatistik, değişkenler arasındaki ilişkilerin derecelerini ve bu ilişkilerin fonksiyonel şekillerini belirlemede bizlere yardımcı olur. İki veya daha çok değişken arasında ilişki olup olmadığını, varsa yönünü ve gücünü gösteren çok yaygın bir istatistik analiz tekniği korelasyon ve regresyon analizidir (Ergün, 1995). İstatistikte değişkenler arasındaki ilişkinin derecesine korelasyon katsayısı, değişkenler arasındaki ilişkinin fonksiyonel şekline ise, regresyon denklemi adı verilir (Gürsakal, 1998).

Regresyon analizi ve amaçları

Değişkenler arasındaki ilişkilerin fonksiyonel şekillerini belirlerken, neden durumunda olan değişkenler bağımsız, sonuç durumunda olan değişkenler ise, bağımlı değişken olarak tanımlanır. Bir bağımlı değişkenin, birden fazla bağımsız değişkenle ilişkili olması mümkündür. Regresyon denklemi yardımıyla, bağımsız değişkene verilen herhangi bir değere göre bağımlı değişkenin alacağı değer hesaplanabilir.

Regresyon analizi, değişkenler arasındaki ilişki ve bağıntıların araştırılması olarak kısaca tarif edilebilir. Regresyon analizi tek bir bağımsız değişkenle ilgileniliyorsa, basit regresyon; birden çok bağımsız değişkenle bağımlı değişken belirlenmeye çalışılıyorsa çoklu regresyon incelenmesi yapılır.

Basit regresyon analizi

Biri bağımlı (y) diğeri bağımsız (x) gibi iki değişken arasındaki ilişkinin doğrusal biçimini basit regresyon analizi ile incelenir. Dağılım grafiklerindeki noktalar bir doğru etrafındadır. Bu doğrunun denklemi;

$$y = a_0 + a_1x + \varepsilon$$

şeklinde ifade edilir.Burada;

y: bağımlı değişken,

x: bağımsız değişken,

a_0 : regresyon doğrusunun Y eksenini kestiği değer,

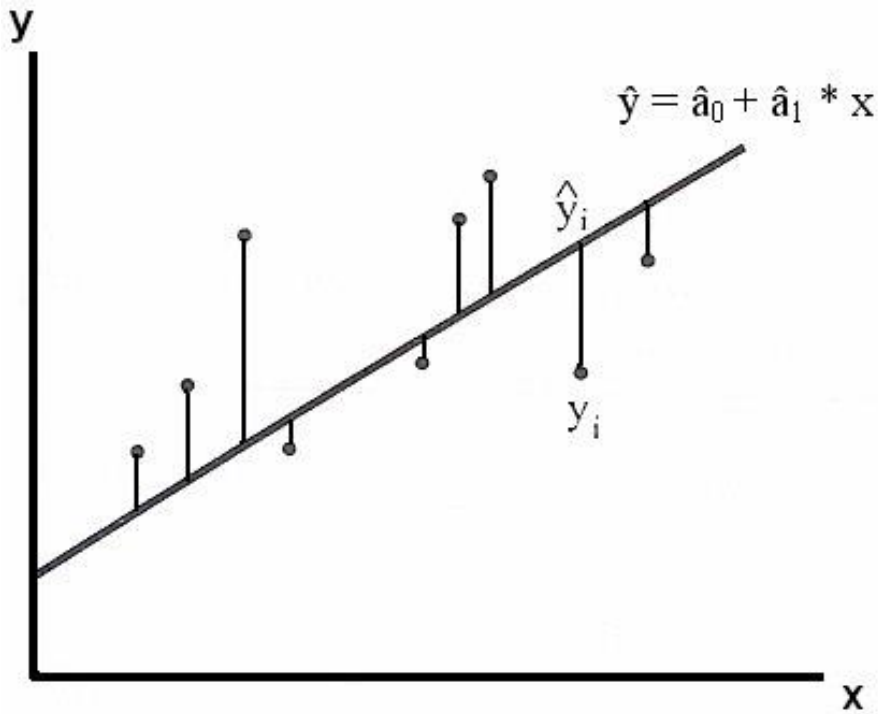
a_1 : regresyon doğrusunun eğimi,

ε : rastgele (rassal) hatadır.

Verilere en iyi uyan doğruyu bulmak için en küçük kareler ölçütü uygulanır. Bir serpilme diyagramındaki noktaların doğrusal regresyon denkleminde olan sapmalarının, diğer bir deyişle gerçek y değerleri ile doğru üzerinde yer alan teorik $\hat{y}$ değerleri arasındaki farklar olan hataların kareleri toplamını (HKT) minimize eden doğru seçilir:

$$HKT = \sum (y - \hat{y})^2$$

bu koşulu sağlayan doğru, en küçük kareler doğrusu adını alır (Gürsaka, 1998). Dağılım diyagramında, değişkenleri temsil eden noktaların dağılımının matematiksel gösterimi olan en küçük kareler doğrusu çizilebilir (Şekil 12). En küçük kareler metoduyla bulunan denklemlerle, doğru çiziminde oluşabilecek hatalar önlenir ve değişkenler arasındaki ilişki en iyi şekilde ifade edilebilir. Dağılım diyagramındaki doğru, noktaların kendisine olan dik uzaklıklarının karelerinin toplamının minimum değerini almasını sağlayacak şekilde çizilmelidir.



Şekil 12. En küçük kareler doğrusu
(Gürsakal, 1998)

En küçük kareler doğrusu:

$$\sum (y - \hat{y})^2 = \sum (y - \hat{a}_0 - \hat{a}_1 x)^2$$

denklemini minimize edilerek bulunur. Parametrelerin tahmini, kısmi türevlerin alınıp sıfıra eşitlenmeleri yoluyla hesaplanır. Diğer bir deyimle, bu denklemin bir kez $\hat{a}_0$ ve bir kez de $\hat{a}_1$ e göre türevlerinin sıfıra eşit olması gerekir.

$$\sum_{i=1}^n [2(y_i - a_0 - a_1 x_i)(-1)] = 0$$

$$\sum_{i=1}^n [2(y_i - a_0 - a_1 x_i)(-x_i)] = 0$$

yukarıdaki iki denklem sadeleştirilince, aşağıdaki sonuçlar elde edilir.

$$\sum_{i=1}^n y_i = n a_0 + a_1 \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\sum_{i=1}^n x_i y_i = a_0 \sum_{i=1}^n x_i + a_1 \sum_{i=1}^n x_i^2$$

Bu iki denklemden bulunan $\hat{a}_0$ ve $\hat{a}_1$ değerleri aşağıdadır.

$$\hat{a}_0 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n x_i y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}$$

$$\hat{a}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}$$

Çoklu regresyon ve korelasyon analizi

Basit regresyon analizinde, bağımlı ve bir bağımsız değişken arasındaki ilişkiler analiz edilir. Çoklu regresyon analizinde ise, incelenen bir bağımlı (sonuç) değişkeni bir çok bağımsız (neden) değişken etkileyebilir. Bir bağımlı değişkene karşılık birden fazla bağımsız değişkenin ilişkisinin araştırılmasına çoklu regresyon analizi denir. Dağılım diyagramında yatay düzlem üzerine bağımsız değişken sayısı kadar eksen yerleştirildiği için; yüzey, hacim veya daha çok boyutlu şekiller oluşur. Genel olarak;

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \dots + \beta_p x_{pi} + \varepsilon_i$$

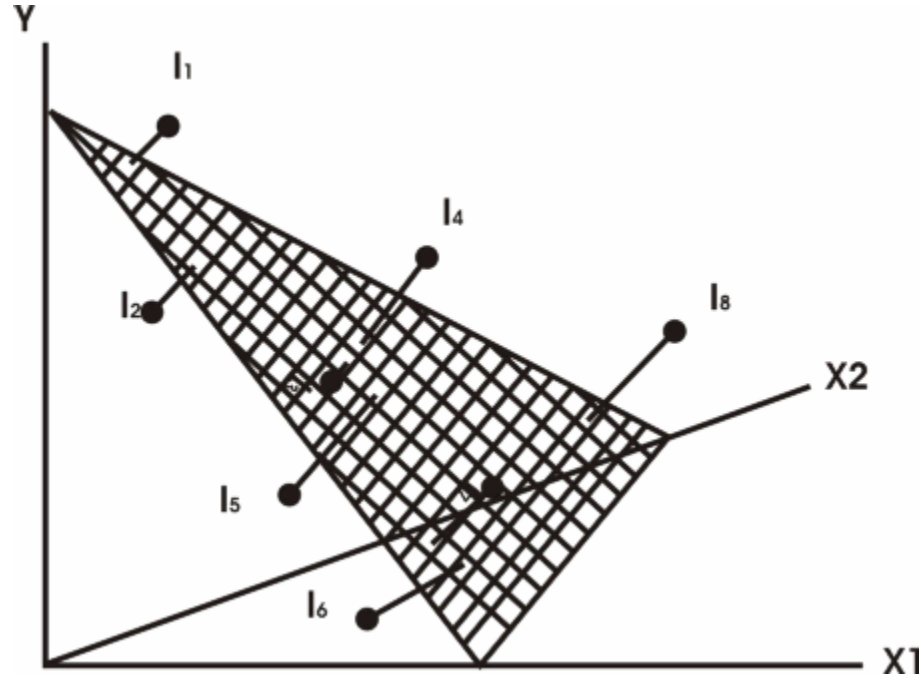
denklemleriyle ifade edilir. Burada, x_{pi} , i. olay için p bağımsız değişkeninin değerini ve β ise, bilinmeyen parametreleri gösterir. Çoklu regresyon işlemlerinin hesaplaması oldukça zor ve uzun zaman alır. Ancak, günümüzde yazılmış olan bilgisayar paket programları sayesinde oldukça çabuk ve güvenli olarak yapılabilmektedir.

Üç değişkenli regresyon denklemi

İki bağımsız değişkenli regresyon denklemi çoklu regresyon işlemlerinin en basit şeklidir. Y gibi bir bağımlı, x ve z gibi iki bağımsız değişkenli bir çoklu regresyon denkleminin parametrelerini tahmin edebilmek için:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x + \beta_2 z + \varepsilon$$

şeklinde bir model kullanılır. Bu kez iki bağımsız ve bir bağımlı değişken olduğu için en küçük kareler doğrusuna değil en küçük kareler düzlemine olan uzaklıkların kareleri toplamı minimize edilir. Bu denkleme ait dağılım bir düzlem oluşturmakta (Şekil 13) ve dağılım diyagramında noktaların düzleme olan mesafelerinin karelerinin toplamı minimum değeri almaktadır (Temur, 1995). Bu nedenle denklemin oluşturduğu şekil “en küçük kareler düzlemi” olarak adlandırılmaktadır. Denklemdaki β_0 , β_1 ve β_2 katsayıları hem matris işlemleri, hem de cebirsel işlemlerle hesaplanabilmektedir.



Şekil 13. En küçük kareler düzlemi
(Temur, 1995)

Regresyon denkleminin parametrelerini tahmin etmek için, en küçük kareler düzlemine olan uzaklıklarının kareleri toplamı minimize edilir:

$$\sum (y - \hat{y})^2 = \sum (y - \beta_0 - \beta_1 x - \beta_2 z)^2$$

Regresyon denkleminin kısmi türevlerinin alınıp sıfıra eşitlenmeleri yoluyla, aşağıdaki denklemler elde edilir:

$$\sum_{i=1}^n y_i = n\beta_0 + \beta_1 \sum_{i=1}^n x_i + \beta_2 \sum_{i=1}^n z_i$$

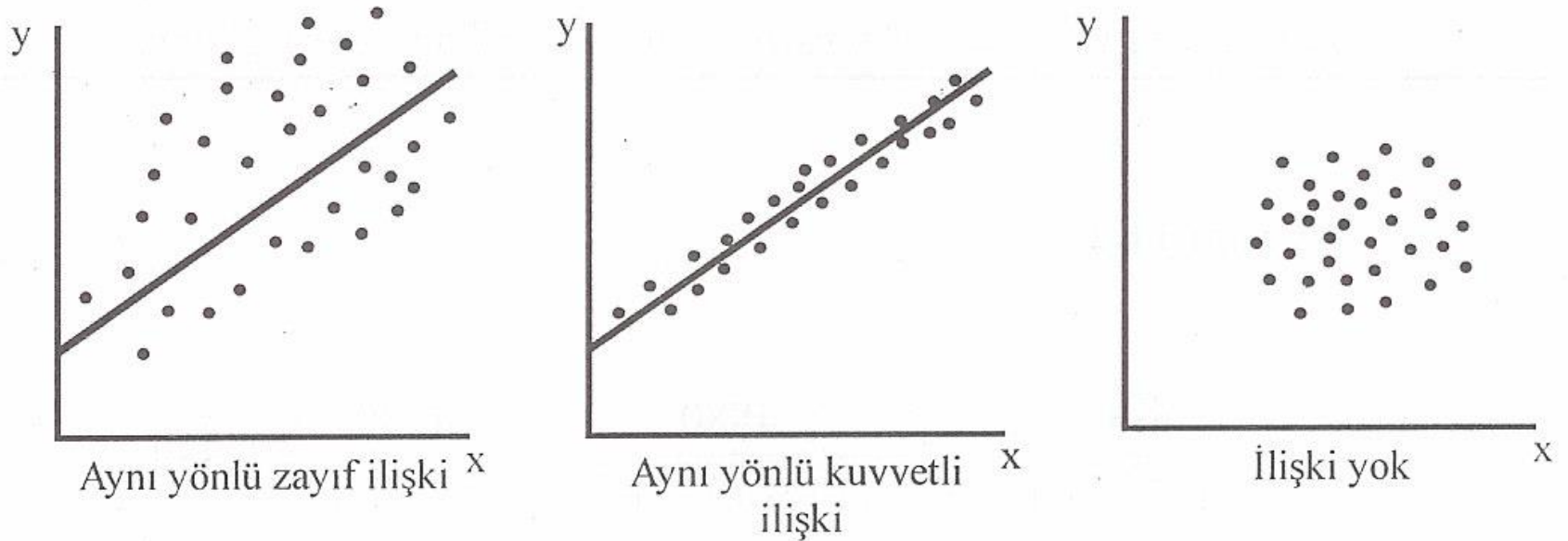
$$\sum_{i=1}^n x_i y_i = \beta_0 \sum_{i=1}^n x_i + \beta_1 \sum_{i=1}^n x_i^2 + \beta_2 \sum_{i=1}^n (x_i z_i)$$

$$\sum_{i=1}^n y_i z_i = \beta_0 \sum_{i=1}^n z_i + \beta_1 \sum_{i=1}^n (x_i z_i) + \beta_2 \sum_{i=1}^n z_i^2$$

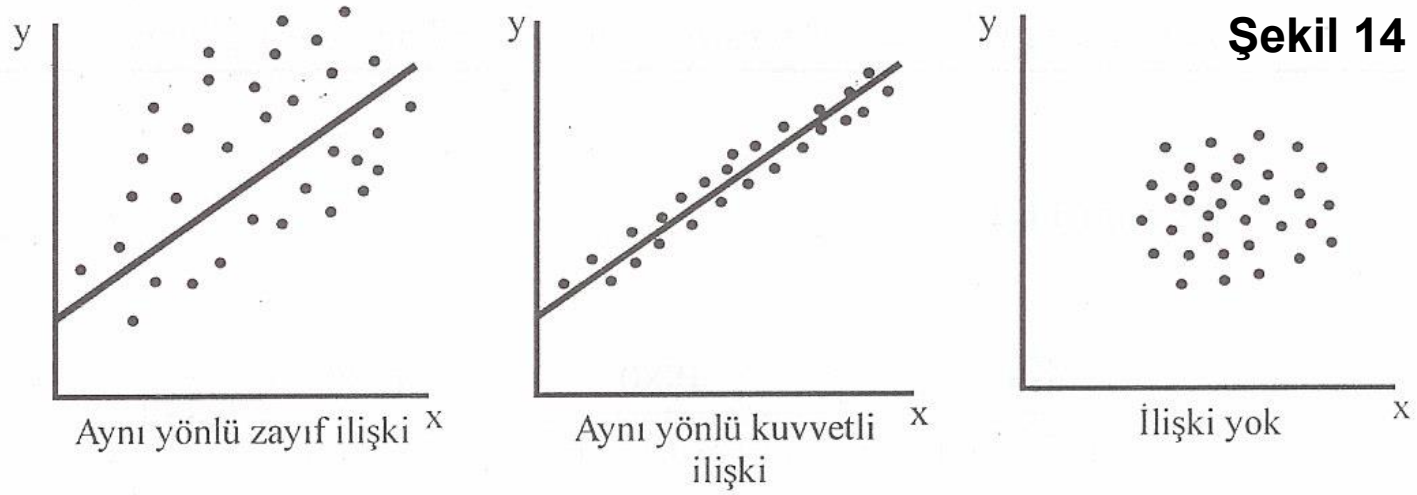
Yukarıda sıralanan denklem sisteminin çözümü ile regresyon denkleminin parametre tahminleri elde edilir.

Korelasyon analizi

İki veya daha çok değişken arasında ilişki olup olmadığını; varsa yönünü ve gücünü gösteren çok yaygın bir istatistik analiz tekniği, korelasyon analizidir (Ergün, 1995). İki değişken arasındaki ilişkinin değişik biçimleri olabilir. Bunların en karakteristik olanları şunlardır (Şekil 14).



Şekil 14. İki değişken arasındaki ilişkinin değişik biçimleri.



Yukarıdaki şekillerin ilkinde, iki değişken arasında pozitif yönde zayıf bir ilişki görülmektedir. İkincisinde, pozitif yönde doğrusal bir ilişki vardır. Üçüncüsünde ise, herhangi bir ilişki fark edilmemektedir. Değişkenler arasındaki ilişkiyi incelemenin ilk adımı, bir serpmme grafiğine bakmaktır. Eğer değişkenler arasında bir ilişki görülüyorsa, bu ilişkinin gücünü sayısal olarak ölçmek için “korelasyon katsayısı” hesaplanmalıdır.

Korelasyon katsayısı (r)

Bu katsayı, bir değişkende herhangi bir değişme olduğunda diğer değişkende ne kadar değişme olacağı hakkında bilgi verir. Yani, korelasyon katsayısı büyükse, bir değişkendeki artma ve azalmalar diğer değişkende de artma ve azalmalara neden olur. Değişkenler arasında ve/veya değişkenlerle çevre şartları arasında korelasyonun varlığı ve derecesi korelasyon katsayısı (r) olarak kabul edilir. Korelasyon katsayısı 1 ile -1 arasında değişir, dolayısıyla ondalık olarak belirtilen bir değerdir. Katsayı hesabında farklı metot ve formüller vardır. En çok tercih edilen Pearson korelasyon katsayısı formülü aşağıdadır (Ergün, 1995):

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i y_i) - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \sqrt{n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2}}$$

Korelasyon katsayısı iki değişken arasındaki ilişkinin kuvvetini verir (Tablo 2).

Tablo 2. Korelasyon katsayısına (r) göre değişkenler arasındaki ilişki (Beyaz, 2004)

Korelasyon katsayısı (R)	Değişkenler arasındaki ilişkinin kuvvet derecesi
-1,000 - -0,850	Çok kuvvetli negatif korelasyon
-0,849 - -0,600	Kuvvetli negatif korelasyon
-0,599 - -0,450	Zayıf negatif korelasyon
-0,449 - -0,300	Çok zayıf negatif korelasyon
-0,299 - 0,300	Korelasyon ilişkisi yok
0,301 - 0,450	Çok zayıf pozitif korelasyon
0,451 - 0,600	Zayıf pozitif korelasyon
0,601 - 0,850	Kuvvetli pozitif korelasyon
0,851 - 1,000	Çok kuvvetli pozitif korelasyon

Korelasyon katsayısının standart hatası

İstatistikte, her değer kendi standart hatası ile birlikte anlam taşır. Standart hata ne kadar küçük ise korelasyon katsayısı o kadar anlamlıdır. Korelasyon katsayısının standart hatası aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanır (Kutsal ve Muluk, 1972):

$$S_r = \sqrt{\frac{(1 - r^2)}{(n - 2)}}$$

Burada,

S_r : Korelasyon katsayısının standart hatası,

r : Korelasyon katsayısının kısaltılmış şekli,

n : Değişken sayısıdır.

Korelasyon katsayısının önem kontrolü ve ilgili testler

t-Testi: Korelasyon katsayısının önemli olup olmadığını anlamak için t-değeri hesaplanır ve t-tablosunda, aynı serbestlik derecesinde %5 olasılık sınırında bulunan t-değeri ile karşılaştırılır. Korelasyon katsayısı serbestlik derecesi $n-2$ dir. Çünkü, korelasyon katsayısı hem x ve hem de y değeri ile ilgilidir (Kutsal ve Muluk, 1972).

$$t = \frac{r}{S_r}$$

t: t-değeri

r: korelasyon katsayısı

S_r : Korelasyon katsayısının standart hatası

Hesaplanan t değeri, t-tablosundaki %5 olasılık sınırında bulunan t-değerinden küçük ise, korelasyon katsayısı önemsiz sayılır.

Bu test yardımıyla; her bir örnekle, verilerin ortalamasının eşitliği sınanır. Üç farklı varsayımı kullanır:

- Veri değişkenlerinin eşit olması,
- Veri değişkenlerinin eşit olmaması ve
- İki örneğin işlemde önceki sonraki gözlemleri temsil etmesidir.

Hesaplanan bir t-istatistik değeri bu amaç için hazırlanmış tablolar (t-tablosu) yardımıyla bulunabilir. Verilere bağlı olarak, negatif veya pozitif bir değer alabilir.

F-Testi: t-testi, iki ortalama arasındaki farkların anlamlılığını test ediyordu. *F-testi* ise, ikiden çok ortalama arasındaki farkların anlamlılığını test eder.

Bir çok regresyon modelinin genel anlamda yararlı olup olmadığı F-testi (varyans analizi) ile test edilir. F-değeri, regresyon modelinin datalara ne kadar uygun olduğunu göstermektedir. Örneğin, iki değişken arasında belirgin bir ilişki olup olmadığını ve regresyon doğrusunu çizmeden önce, doğrusallıktan ayrılış önem testi yapılır. Bu bir F-testidir ve eğer anlamlı çıkmazsa, iki değişken arasında ilişki doğrusal bir ilişki değildir. Dolayısıyla, regresyon doğrusu ile gösterilemez (Ergün, 1995).

F-testi uygulayabilmek için regresyon kareler toplamı (RKT), regresyondan ayrılış kareler toplamı (RAKT), kareler ortalaması ve serbestlik derecesi bulunmalıdır. İki değişkenli bir varyans analizinde, RKT ve RAKT aşağıdaki formül yardımıyla bulunur:

$$RKT = \left(\left(S_{xy} - \left(\left(S_x S_y \right) / n \right) \right)^2 / \left(S_x^2 - \left(S_x \right)^2 / n \right) \right)$$

$$RAKT = \left(S_y^2 - \left(S_y \right)^2 / n \right) - RKT$$

Burada,

S_{xy} : x ve y değişken değerleri çarpımlarının toplamı,

S_x : x değişken değerlerinin,

S_y : y değişken değerlerinin,

S_x^2 : x değişken değerleri karelerinin

S_y^2 : y değişken değerleri karelerinin toplamıdır.

Regresyon için serbestlik derecesi $p=1$ (p , formüldeki bağımsız değişken sayısıdır), rezidüel için $N-p-1$ 'dir. RKT ve RAKT'ın serbestlik derecelerine bölünerek kareler ortalamaları bulunur. Regresyon kareler ortalaması, regresyondan ayrılış kareler ortalamalarına bölünerek F-değeri bulunur. Bulunan F-değeri, tablodan 0.05 olasılık sınırından elde edilen F-değeri ile karşılaştırılır. Bulunan değer, 0.05'in altında olduğu zaman anlamlıdır ve model uygunluğunu gösterir.

Yukarıda açıklanan varyans analizi ikiden fazla grup veya örnek için de aynı değerler yardımıyla gruplar arası farkın önemliliği, önemlilik derecesi, ve önem farkı meydana getiren sebepler araştırılır (Kutsal ve Muluk, 1972).

Anova: Anova (analysis of variance) denilen çok yönlü varyans analizinde, iki ve daha fazla bağımsız değişken kullanılmakta ve bu değişkenler içindeki bir çok grup ortalamaları arasındaki anlamlı ilişkiler araştırılmaktadır (Ergün, 1995). Burada testi veya sınaması yapılan veri gruplarının faktör sayısı (değişken grubu sayısı) ve örnek sayısı önemlidir. Anova, değişkenlerin özelliklerine göre birbirinden farklı birkaç test yöntemi kullanılarak yapılmaktadır:

- i. Tek etkenli anova testi: İki veya daha fazla değişken olduğunda kullanılır. İki veya daha çok örnek için verilerde basit bir varyans çözümlemesi yaparak; Temel olasılık dağılımlarının tüm örnekler için aynı olmadığı yönündeki alternatif varsayıma karşılık, her örneğin aynı temel olasılık dağılımından alındığı varsayımının doğruluğunu inceler.

- ii. Yinelemeli çift etkenli anova testi: Bu yöntemin anlamlılığı; verilerin iki farklı boyutta sınıflandırılmasıyla sağlanmaktadır. Bu yöntem yardımıyla:
- Değişkenlerden birini yok sayarak, diğer iki değişken arasındaki ilişki,
 - Yok sayılan değişkenle diğer iki değişkenden herhangi birisi arasındaki ilişki,
 - İlk iki aşamada yok sayılan değişkenler arasında bir ilişki, gibi farklı durumlar incelenir.
- iii. Yinelemesiz çift etkenli anova testi: Yinelemeli çift etkenli anova da olduğu gibi; veriler iki farklı boyut üzerinde sınıflandırılabildiğinde yararlıdır. Ancak, bu yöntem her değişken çifti için yalnızca tek bir gözlem olduğunu varsaymaktır.

Çoklu korelasyon analizi

Birden çok x ve bir y değişkeni arasındaki ilişkinin özellikleri, çoklu korelasyon analizi ile yapılmaktadır. Her bir x_i değişkeninin y değişkeni üzerindeki etkisinin yönünü ve kuvvetini dikkate alan korelasyon katsayısı (r), üç değişkenli olaylarda aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$r = \sqrt{\frac{b_1 \sum_{i=1}^n (x_{1i}y_i) - x_1 \sum_{i=1}^n y_i + b_2 \left(\sum_{i=1}^n (x_{2i}y_i) - x_2 \sum_{i=1}^n y_i \right)}{\text{YOAKT}}}$$

YOAKT: y ortalamalarından ayrılış kareler toplamı

Elde edilen çoklu korelasyon katsayısının (r) karesine “çoklu belirlilik katsayısı” denilmektedir. Çoklu belirlilik katsayısı (r^2), modeldeki serbest değişkenlerin toplam değişkenliğin yüzde kaçını açıklayabildiğini gösterir (Gürsaka1, 1998).

x_i bağımsız değişkenlerinden biri için, diğer bağımsız değişkenlerin tamamının sabit olduğu varsayılarak, korelasyon ve determinasyon katsayısının hesaplanması sonucu elde edilen değerler “kısmi korelasyon ve determinasyon katsayısı” olarak kabul edilir.

Korelasyon katsayısıyla aynı simge ile tanımlanır. Ancak, hangi değişkeni temsil ettiğini göstermesi açısından değişken numarası alt indis olarak yazılır (Örneğin; R_3 : y ile x_3 arasındaki korelasyonu belirtir ve $x_1, x_2, x_4, \dots, x_n$ değişkenlerinin sabit olduğu kabul edilir).

Üç değişken içeren olaylarda kısmi korelasyon katsayısı (r_j) şöyle ifade edilebilir:

$$r_j = \sqrt{\frac{b_j \left(\sum_{i=1}^n (x_{ji} y_i) - x_j \sum_{i=1}^n y_i \right)}{YOAKT - b_k \left(\sum_{i=1}^n (x_{ki} y_i) - x_k \sum_{i=1}^n y_i \right)}}$$

j: Kısmi korelasyonu incelenen bağımsız değişkenin numarası

k: Diğer bağımsız değişkenin numarası

Kısmi determinasyon katsayısı (d_j), *kısmi korelasyon katsayısının karesine eşittir:*

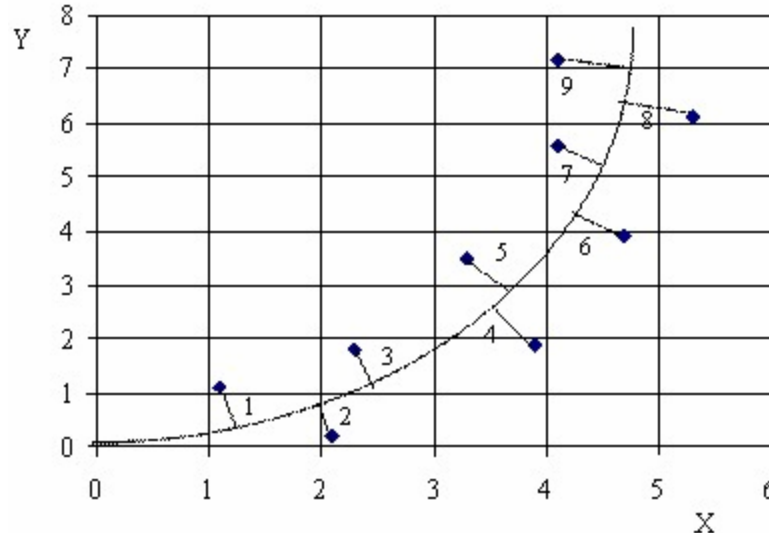
$$d_j = R_j^2$$

Çok Katlı Regresyon Analizi

Çok katlı regresyon analizinin en basit şekli, ikinci dereceden regresyon denkleminin gösterimi olup:

$$Y = a + b_1x + b_2x^2$$

ifadesi bir parabol denklemdir. Dağılım diyagramında noktaların parabole dik uzaklıklarının karelerinin toplamı minimum olduğundan “minimum kareler parabolü” olarak adlandırılır (Şekil 15). Parabol denklemindeki katsayılar (a , b_1 ve b_2), denklem sisteminin çözümü ile bulunmaktadır.



Şekil 15. Minimum kareler parabolü
(Temur, 1995)

Magnitüd-Frekans İlişkisinin Sismotektonik Yorumu

Depremlerde magnitüd-frekans (veya frekans-enerji) bağıntıları, deprem oluşumunun fiziği ile doğrudan ilişkisi nedeniyle, depremsellik çalışmalarında çok önemli yer tutar ve depremsellüğün tanımlanmasında başarılı olarak kullanılmaktadır. Farklı tektonik özelliklerdeki bölgelerin depremsellikleri birbirinden farklıdır. Bu farkın deprem istatistiğini de etkilemesi doğaldır. Daha önce belirtildiği gibi magnitüd-frekans bağıntısı genel olarak;

$$\text{Log}N(M) = a - bM$$

şeklinde ifade edilir. a değiştirgeni gözlem dönemine, incelenen alanın genişliğine ve faaliyet düzeyine bağlıdır. b katsayısı deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik çözümlerinde önemli bir değiştirgen olarak dikkati çekmiştir.

Gutenberg ve Richter (1954) sığ depremler için $b=0.90\pm0.02$, orta ve derin odaklı depremler için $b=1.2\pm0.2$ değerlerini bulmuşlardır. Bu sonuçlar dünya ölçüsündeki deprem istatistiğine dayanmakta olup $M>6-6.5$ için geçerlidir. Gutenberg ve Richter'in çeşitli bölgeler için verdikleri b-değerleri sığ depremler için 0.45-1.4 orta derinlikteki depremler için 0.6-1.4 ve derin depremler için 1.3-1.5 arasında değişmektedir. Türkiye için verilen b değeri ise 0.9 ± 0.1 arasındadır.

Dünya ölçüsünde bir inceleme yapan Miyamura (1962) b-değerinin 0.4-1.8 arasında olduğu ve sismotektonik kuşağın jeolojik yaşına bağlı olarak değiştiğini belirtmiştir. Miyamura Pasifik ve Alpin orojenik kuşaklarında (ada yayları dahil) 1.0-1.8 gibi yüksek b-değerleri ve yaşlı kalkan kütlelerinde daha küçük b-değerleri bulmuştur.

Normal olarak düşük bir b -değeri yüksek bir gerilme düşümü (stress drop) ile ilgilidir. Art sarsıntılar büyük b -değeri gösterirler. Çünkü mevcut tektonik gerilme ana şok ile boşalmıştır. Okyanus sırtlarındaki depremlerin yitim kuşaklarındakinden daha büyük b -değerlerine sahip olmaları okyanus sırtlarındaki gerilmelerin yığılmasının daha az oluşu ile açıklanabilir.

Yukarıda verilen örneklerle rağmen b -değerlerinin sismotektonik bölgelendirmede kullanılması tamamen çözülmüş bir problem değildir. Çünkü hesaplanan b -değerleri kullanılan verilere ve yöntemler bağlı olarak değişir.

Sismik Çekince Tahminleri

Magnitüd-frekans bağıntılarından yararlanarak sismik çekince (tehlike) tahminleri yapılabilir. Bu amaçla depremlerin normal ve yığinsal frekanslarından saptanan bağıntılardan yararlanılır. Gutenberg ve Richter (1954) formülü $\text{Log}N(M) = a - bM$ yığinsal frekanslar kullanılması halinde $\text{Log}N_c(M) = a' - bM$ şeklinde yazılabilir. Yığinsal frekans $N_c(M)$ ile normal frekans $N(M)$ arasındaki integral bağıntısından;

$$N_c(M) = 10^{a-bM} dM \Rightarrow N_c(M) = 10^{a-bM} / b \ln 10$$

$$\log N_c(M) = a - bM - \log(b \ln 10) = a' - bM \quad (17)$$

elde edilir. Buradan da

$$a = \log N_c(M) + \log(b \ln 10) + bM \quad (18)$$

ve

$$a' = a - \log(b \ln 10) \quad (19)$$

yazılabilir.

Normal ve yığinsal frekansları içeren magnitüd-frekans bağıntıları kullanarak verilen bir zaman döneminde, magnitüdləri verilen bir M_1 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M \geq M_1)$ hesaplanabilir. (1) denkleminde $N(M) = 10^{a-bM}$ yazılabilir, bunun zaman dönemine (T_1) bölünmesiyle;

$$\frac{N(M)}{T_1} = \frac{10^{a-bM}}{T_1}$$

elde edilir. Her iki tarafın logaritmasını alınması ile;

$$\text{Log}(N(M)T_1) = a - bM - \text{Log}T_1 \quad (20)$$

$$n(M \geq M_1) = 10^{a-bM-\text{Log}T_1} \quad (21)$$

bulunur.

(21) denkleminde

$$a_1 = a - \text{Log} T_1 \quad (22)$$

veya

$$a'_1 = a' - \text{Log} T_1 \quad (23)$$

yazılması ile

$$n(M) = 10^{a'_1 - bM} \quad (24)$$

elde edilir. Verilen bir dönemde magnitüdləri verilen bir M_1 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama oluş sayıları (24) denklemi ile hesaplanarak;

$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (25)$$

formülünden sismik çekince (risk) değerleri hesaplanabilir.

Sismik tehlike (çekince) değerlerini hesaplamak için önce her bölge için en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan b değeri kullanılarak (19), (22) ve (23) formüllerinden bölgesel sismik değiştirgenler hesaplanır. Hesaplanan b değeri kullanılarak a değiştirgeni ($a = \log N_c(M) + \log(b \ln 10) + bM$) (18) denkleminde hesaplanır.

$n(M)$ değerlerinden karşılık gelen magnitüd için tekrarlama veya dönüş periyodunu $Q=1/n(M)$ ifadesinden hesaplayabiliriz.

Örneğin, Ulutaş (1999) tarafından 99 yıllık gözlem periyodunda Çukurova ve Çevresi için en küçük kareler yöntemiyle hesaplanan magnitüd-frekans bağıntısında $a=6.06$, $b=0.94$ olarak bulunmuştur. Bu değiştirgenlerden yararlanarak Çukurova ve Çevresi için $T=10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90$ ve 100 yıllık dönemlere ait sismik çekince değerleri ve tekrarlama periyodları hesaplanabilir .

Gözlem periyodu 99 yıl olduğuna göre $T_1=99$ dir. Buna göre

$$(19) \text{ bağıntısından; } a'=6.06-\log (0.94*\ln 10) \Rightarrow a'=5.73$$

$$(22) \text{ bağıntısından; } a_1=6.06-\log(99) \Rightarrow a_1=4.07$$

$$(23) \text{ bağıntısından; } a_1'=5.73-\log(99) \Rightarrow a_1'=3.74$$

olarak bulunur.

Bu değiştirgenlerden yararlanarak $M \geq 6,7,8$ ve $T = 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90$ ve 100 yıl için sismik çekince (25) bağıntısından ve $Q = 1/n(M)$ bağıntısından tekrarlanma periyodu hesaplanabilir. Örneğin $M \geq 6$ ve $T = 10$ yıl için sismik çekince;

$$n(6) = 10^{3.74 - 0.94 \cdot 6}$$

$$n(6) = 0.01$$

$$R(6) = 1 - e^{-0.01 \cdot 10} = 0.1$$

$$R(6) = \%10$$

Bu Çukurova ve çevresinde 6 ve daha büyük magnitüdlü bir depremin 10 yıllık periyod içerisinde olma olasılığının %10 olması demektir.

$$Q = 1/0.01$$

$$Q = 100$$

$M \geq 6$ depremin tekrarlanma periyodu 100 yıldır

Tablo 3. Çukurova ve Çevresinin T= 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 ve 100 yıl için sismik çekince ve tekrarlama periyotları.

Dönemsellik

M	YILLAR										Q(M)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4,0	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,07
4,1	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,33
4,2	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	1,66
4,3	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100	2,06
4,4	98	100	100	100	100	100	100	100	100	100	2,55
4,5	96	100	100	100	100	100	100	100	100	100	3,17
4,6	92,1	99	100	100	100	100	100	100	100	100	3,94
4,7	87,1	98	100	100	100	100	100	100	100	100	4,89
4,8	80,8	96	99	100	100	100	100	100	100	100	6,07
4,9	73,5	93,0	98	100	100	100	100	100	100	100	7,53
5,0	65,7	88,2	96	99	100	100	100	100	100	100	9,35
5,1	57,7	82,1	92,4	97	99	99	100	100	100	100	11,61
5,2	50,0	75,0	87,5	93,8	97	98	99	100	100	100	14,42
5,3	42,8	67,3	81,3	89,3	93,9	96	98	99	99	100	17,91
5,4	36,2	59,3	74,1	83,5	89,4	93,3	96	97	98	99	22,23
5,5	30,4	51,5	66,3	76,5	83,7	88,6	92,1	94,5	96	97	27,60
5,6	25,3	44,2	58,3	68,9	76,7	82,6	87,0	90,3	92,8	94,6	34,28
5,7	20,9	37,5	50,6	60,9	69,1	75,6	80,7	84,7	87,9	90,5	42,56
5,8	17,2	31,5	43,3	53,1	61,2	67,9	73,4	78,0	81,8	84,9	52,84
5,9	14,1	26,3	36,7	45,6	53,3	59,9	65,6	70,5	74,6	78,2	65,61
6,0	11,6	21,8	30,8	38,8	45,9	52,1	57,7	62,5	66,9	70,7	81,47
6,1	9,4	17,9	25,7	32,7	39,0	44,7	49,9	54,7	58,9	62,8	101,15
6,2	7,7	14,7	21,2	27,3	32,8	38,0	42,7	47,1	51,2	54,9	125,60
6,3	6,2	12,0	17,5	22,6	27,4	31,9	36,2	40,1	43,8	47,3	155,95
6,4	5,0	9,8	14,4	18,7	22,8	26,6	30,3	33,8	37,2	40,3	193,63
6,5	4,1	8,0	11,7	15,3	18,8	22,1	25,3	28,3	31,2	34,0	240,42
6,6	3,3	6,5	9,6	12,5	15,4	18,2	20,9	23,5	26,0	28,5	298,52
6,7	2,7	5,3	7,8	10,2	12,6	14,9	17,2	19,4	21,6	23,6	370,66
6,8	2,1	4,3	6,3	8,3	10,3	12,2	14,1	16,0	17,8	19,5	460,23
6,9	1,7	3,4	5,1	6,8	8,4	10,0	11,5	13,1	14,6	16,1	571,45
7,0	1,4	2,8	4,1	5,5	6,8	8,1	9,4	10,7	11,9	13,1	709,54

Dönemsellik;

- Mühendislik yapıları açısından önemli olan depremler $M = 5$ ve üstü büyüklüğündedir,
- Büyüklüğü $M = 5$ ile $M = 7.5$ olan depremlerin inceleme alanı yakınında olma olasılığı ve dönemselliği çıkartılır,
- Çalışma alanı içerisinde ilgilenilen mühendislik yapılarının yapı ömrü boyunca M büyüklüğündeki depreme maruz kalma olasılığı belirlenir.

Markov Modeli

Markov modeli gelecekteki depremlerin geçmiş depremlere bağımlı olduğu varsayımını öngören elastik rebound (geri tepme) kuramına uymaktadır. Kesikli parametrelili ($t=0,1,2,\dots$) rassal bir süreç olan $x(t)$ 'nin koşullu olasılığı yalnızca bir zaman birimi öncesindeki değer, $x(t-1)$ 'e bağımlı ise, bu tür rassal süreçlere birinci mertebe Markov zinciri denir. Matematiksel olarak bu koşul aşağıdaki gibi ifade edilir;

$$p[x(t)|x(1), x(2), \dots, x(t-1)] = p[x(t)|x(t-1)]$$

Bu tür Markov süreçleri bir-adım bellekli olmuşlardır ve bu oluşumlarda bir durumdan diğerine geçiş olasılıkları geçiş matrisi adı verilen ve $[p]$ ile gösterilen bir adım matrisi ile tanımlanabilir:

$$[p] = \begin{bmatrix} p(0,0) & p(0,1) \\ p(1,0) & p(1,1) \end{bmatrix}$$

Bu matriste

$P(1,1)$ = Bir önceki zaman biriminde bir deprem olduğu bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığı,

$P(0,1)$ = Bir önceki zaman biriminde bir deprem olmadığı bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığıdır.

$P(0,0)$ ve $p(1,0)$ da benzer şekilde tanımlanabilir. Bu modelde, seçilen zaman birimi içerisinde birden fazla deprem olma olasılığının çok küçük olduğu varsayılır. Sistemin başlangıçtaki durumu, olasılık satır vektörü $\Pi(0)$ ile tanımlanırsa sistemin n-adım sonraki durumu;

$$\Pi(n) = \Pi(0)[p]^n \quad n = 0,1,2,\dots$$

ile bulunur. Burada $[p]^n$, n-adımlık geçiş matrisini simgeler.

$[p]^n$ matrisinin kapalı şekli aşağıdaki gibidir (Parzen, 1962);

$$[p]^n = \frac{1}{2 - p(1,1) - p(0,0)} \begin{bmatrix} 1 - p(1,1) & 1 - p(0,0) \\ 1 - p(1,1) & 1 - p(0,0) \end{bmatrix} + \frac{[p(1,1) + p(0,0) - 1]^n}{2 - p(1,1) - p(0,0)} \begin{bmatrix} 1 - p(0,0) & -(1 - p(0,0)) \\ -(1 - p(1,1)) & 1 - p(1,1) \end{bmatrix}$$

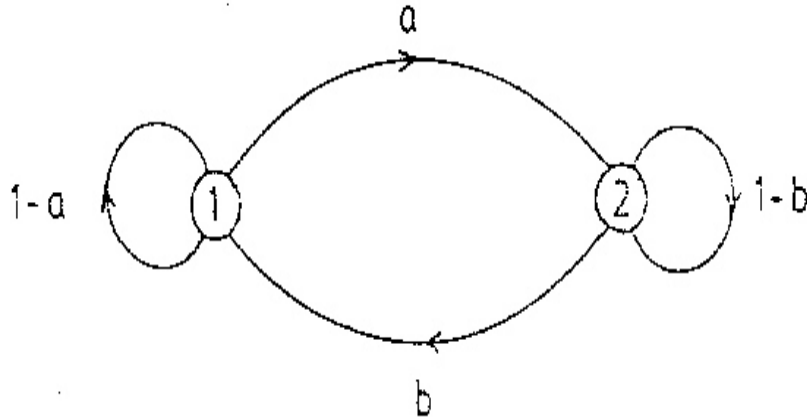
Bu matris, sistemin tanımlanan durumları arasındaki n-adımlık geçiş olasılıklarını içerir. Matrisin birinci ve ikinci kısımları, sırasıyla, durağan ve geçici bileşenleridir. Büyük n değerleri için matrisin geçici bileşeni sıfıra yaklaşır ve sınır durumunda olasılıklar durağan matrisinden elde edilen değerlere eşit olur.

Markov sürecinin geçiş olasılık matrisi bir geçiş diyagramı ile grafik olarak gösterilebilir. Her bir nokta, sürecin durumunu göstermektedir. Yön işareti koyulan çizgiler bir noktadan diğerk noktaya geçiş olasılıklarını tanımlamaktadır.

$a=P(1,1)$ = Bir önceki zaman biriminde bir deprem olduğı bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığı, $b= P(0,1)$ =Bir önceki zaman biriminde bir deprem olmadığı bilinirken şu andaki zaman biriminde bir deprem olma olasılığıdır.

P geçiş olasılık matrisi; $P= \begin{bmatrix} 1-a & a \\ b & 1-b \end{bmatrix}$

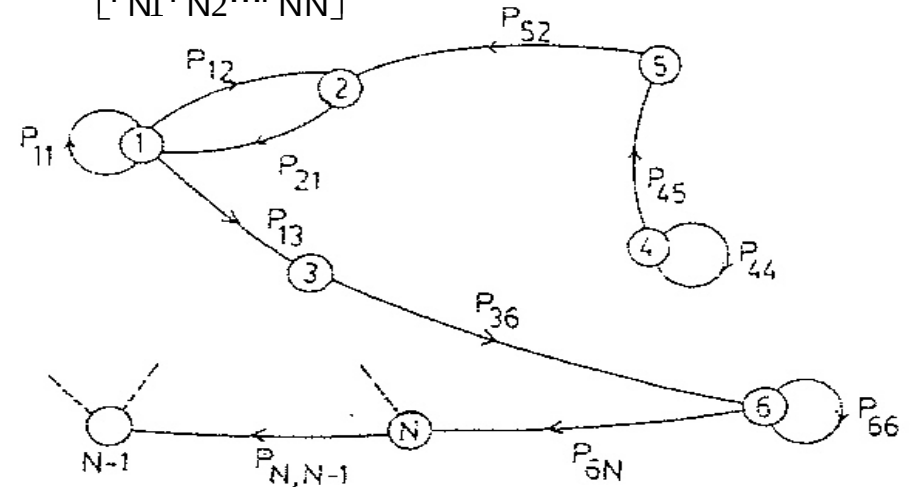
- 1: Deprem oluşmamış,
- 2: Deprem oluşmuş



Durumlar arasındaki şematik geçiş diyagramı (Howard, 1971).

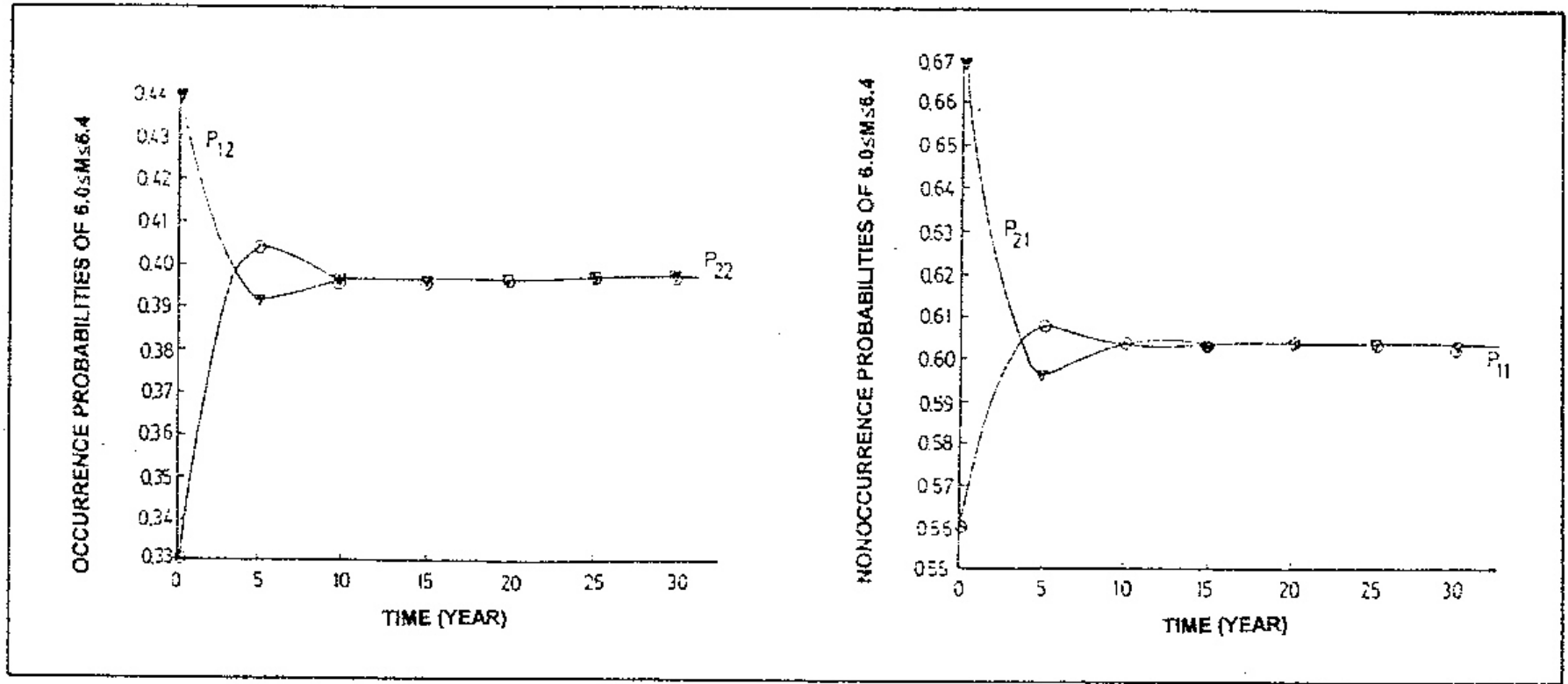
P_{ij} elemanlı $N \times N$ adet P geçiş olasılık matrisi; i, mevcut durum, j geçiş sonrası durum.

$$[P_{ij}] = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1N} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{N1} & P_{N2} & \dots & P_{NN} \end{bmatrix}, 0 \leq P_{ij} \leq 1, 1 \leq i, j \leq N$$



İki durumlu model için şematik geçiş diyagramı. (Howard, 1971).

$6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları

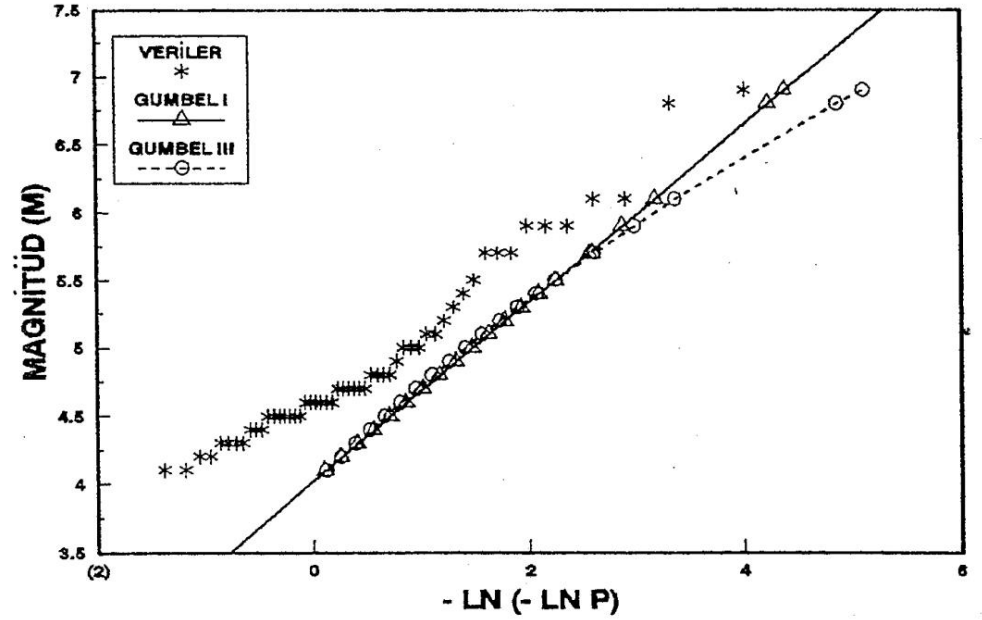
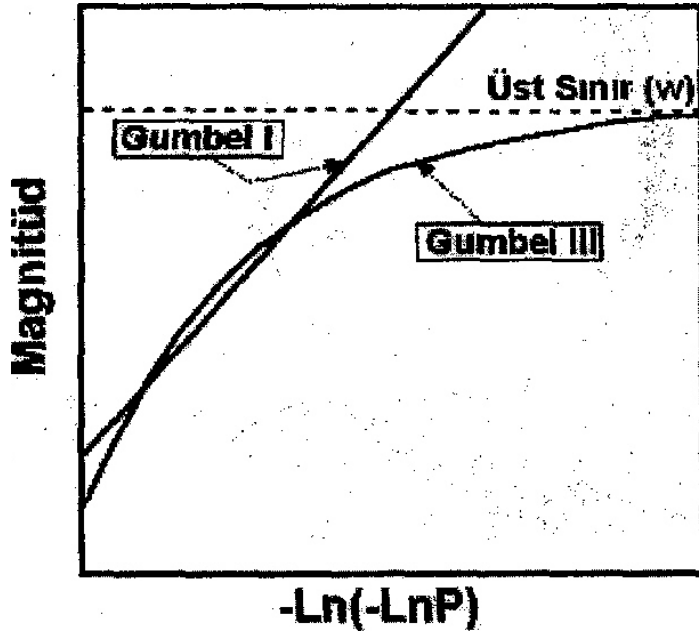


Bu örnek için Markov modeli kullanılarak 1920-1995 dönemine ait verilerle yapılan depremsellik çalışmasında 1995 yılından sonra gelecek 30 yıl içerisinde büyüklüğü $6.0 \leq M \leq 6.4$ arasında olan depremlerin oluşma olasılığı (P_{12} , P_{22}) %40, oluşmama olasılığı (P_{21} , P_{11}) %60 bulunmuştur.

Gumbel Uç Değerler Dağılım Modeli

Maksimum magnitüdlü depremlerin oluşma olasılıklarının “Uç Değerler Teorisi” kullanılarak tespit edilebileceği çalışması ilk olarak Nordquist (1945) tarafından yapılmıştır. En büyük deprem magnitüdlerine uygulanan Gumbel teorisinin matematiği birçok araştırmacı tarafından rapor edilmiştir (Knopoff ve Kagan, 1977; Burton, 1979, 1981). Gumbel (1958) tarafından bulunan uç değerler teorisinin avantajı, deprem oluşumlarının istatistiksel analizinde verilerin eksik olması durumunda da kullanılabilmesidir. Genelde, Gumbel teorisi daha önceden belirlenen aralıklarda, en büyük magnitüd değerleri kullanılarak deprem verilerinin sıralanmasında kullanılmaktadır.

$G(m)$, uç değerlerin üç ayrı asimptotik dağılımlarından biri olarak tanımlanabilmektedir (Şekil 16).



Şekil 16. Gumbel I ve Gumbel III olasılık dağılımları, p: olasılık

Uç değerlerin asimptotik dağılımlarından birincisi olan Gumbel I,

$$G1(m) = e^{-e^{[-A(M-B)]}} \quad (26)$$

olarak ifade edilmektedir. Bu dağılımda iki parametre vardır. A, sabit katsayı ve B ise model uç değerinin karakteristiğidir. Deprem verilerinin eksik olması durumunda, Gumbel III aşağıdaki şekilde ifade edilir:

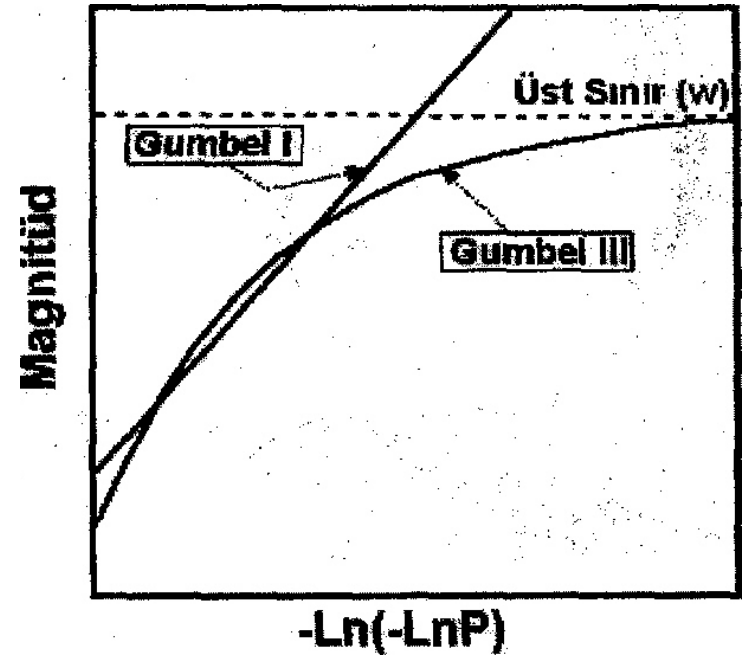
$$G3(m) = e^{[-(W-M)/(W-U)^K]} \quad \begin{matrix} M < W \\ M > W \end{matrix} \quad (27)$$

$= 1$

Bu üç parametrelili dağılımın grafiksel davranışı kavisleşen eğri şeklindedir ve bu eğride K, kavisleşme parametresi, W, uç değerlerin aralığının üst sınırı ve U tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değeridir. Maksimum magnitüdlü depremlerin tekrar oluşmasının risk analizi Burton (1979) tarafından Gumbel III modeli kullanılarak yapılmıştır. Bu çalışma sonucunda maksimum magnitüdlü depremlerin oluşma olasılıklarında, üst sınır olması gerektiği belirlenmiş ve W değişkeninin önemi belirtilmiştir.

Gumbel olasılık dağılımının bulunabilmesi için mevcut deprem verileri içerisinde n yıl içerisindeki “i” inci en büyük magnitüdlü depremin yeri yandaki bağıntı ile ifade edilmektedir:

$$G3(m) = e^{\left[-\frac{(W - M)}{(W - U)^K} \right]} \quad \begin{matrix} M < W \\ = 1 \\ M > W \end{matrix}$$



$$G_i(m) = i/(n + 1) \quad (28)$$

(26), (27) ve (28) nolu bağıntılardan hesaplanan olasılık dağılımları kullanılarak, dönüş periyodunun ($T(M)$, yıl olarak) bulunması mümkündür.

$T(M)$ dönüş periyodu, gözlenen M 'ye eşit veya ondan büyük olan maksimum depremin bulunduğu aralıktaki ortalama değerdir ve aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$T_i(M) = [1 - G_i(M)]^{-1} \quad (29)$$

Gumbel I doğrusal bir davranış göstermesine rağmen, Gumbel III aşağı doğru kavisleşen bir eğri davranışı göstermektedir ve K , kavislenme asimptotu için az zaman olasılıklarında veya yüksek dönüşüm periyodlarında W 'ya doğru kavislenme parametresi olarak tanımlanmaktadır.

Fisher- Tippett Tip-I (Gumbel) Yöntemi ile Risk Analizi

Yöntem her yılda meydana gelmiş en büyük magnitüdlü depremi dikkate alır. Hiç deprem kaydı bulunmayan yıllarda ise alt sınır olarak kabul edilen bir magnitüd değeri kullanılır (Lomnitz, 1966; Cornel, 1968; Oliveria, 1974,1975). İnceleme bölgesinde oluşan depremlerin magnitüdlerinin en büyük değerlerinin tekrarlanma sayıları Poisson olasılık dağılımı ile hesaplanmaktadır. Bu dağılım fonksiyonu üssel olarak Gumbel (1958) tarafından aşağıdaki (30) bağıntısı ile verilmiştir;

$$G(M) = e^{-\alpha} e^{-\beta M} \quad (30)$$

Burada α ve β katsayıları bölgenin sismisitesine bağlı ilişki katsayıları ve M ise magnitüdtür.

Gumbel bağıntısı Gutenberg-Richter (1942) tarafından geliştirilen magnitüd-frekans bağıntısı (1) ($\text{Log}N=a-bM$) ile çok yakından ilişkilidir. Bu ilişkiler aşağıdaki gibi kısaca özetlenmiştir:

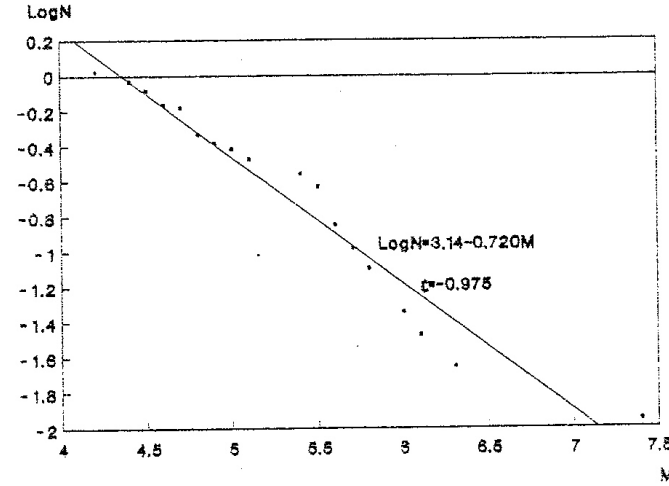
$$N = \alpha e^{-\beta M} \quad (31)$$

$$G(M) = e^{-N} \quad (32)$$

$$N = -\ln G(M) \quad (33)$$

$$a = \text{Log} \alpha \quad (34)$$

$$b = \beta \text{Log} e \quad (35)$$



Gumbel dağılım fonksiyonunun katsayılarını bulmak için yıllık maksimum deprem magnitüdüleri n adet yıl için küçükten büyüğe doğru dizilir ve her bir j .inci magnitüde $j/(n+1)$ olasılık derecesi verilir. (33) ($N = -\ln G(M)$) bağıntısı kullanılarak her magnitüd için $\text{Log}N$ değeri hesaplanır. En küçük kareler (EKK) yöntemiyle M - $\text{Log}N$ eğrisinden bir doğru geçirilir. Bu doğru denkleminde elde edilen a ve b regresyon katsayıları yardımıyla (34) ($a = \text{Log}\alpha$) ve (35) ($b = \beta \text{Log}e$) bağıntılarından Gumbel regresyon katsayıları (α ve β) bulunur. İnceleme alanındaki yıllık ortalama magnitüd (M_0) değeri aşağıdaki bağıntı ile bulunur:

$$M_0 = M_{\min} + 1/\beta \quad (36)$$

Yıllık maksimum magnitüdlerden inceleme bölgesinde en sık meydana gelen $\overline{M}_{\max}$ değerine “Modal Maksima” denir ve bu belli bir geçmişe ait zaman aralığında en sık oluşmuş depremin büyüklüğüdür. Bu büyüklük (37) bağıntısı ile tanımlanır:

$$\overline{M}_{\max} = \ln \alpha/\beta \quad (37)$$

İnceleme bölgesinde T_r yıllık zaman içerisinde meydana gelebilecek en büyük magnitüd için,

$$\text{Log}N = a - bM + \text{Log}T_r \quad (38)$$

bağıntısında N yerine 1 konulduğunda $M_{\max}$ değerini veren aşağıdaki bağıntı elde edilir:

$$M_{\max} = (a + \text{Log}T_r)/b \quad (39)$$

Magnitüdü m veya daha büyük depremlerin yinelenme periyodu;
 $T = 1/N$ bağıntısıyla bulunur.

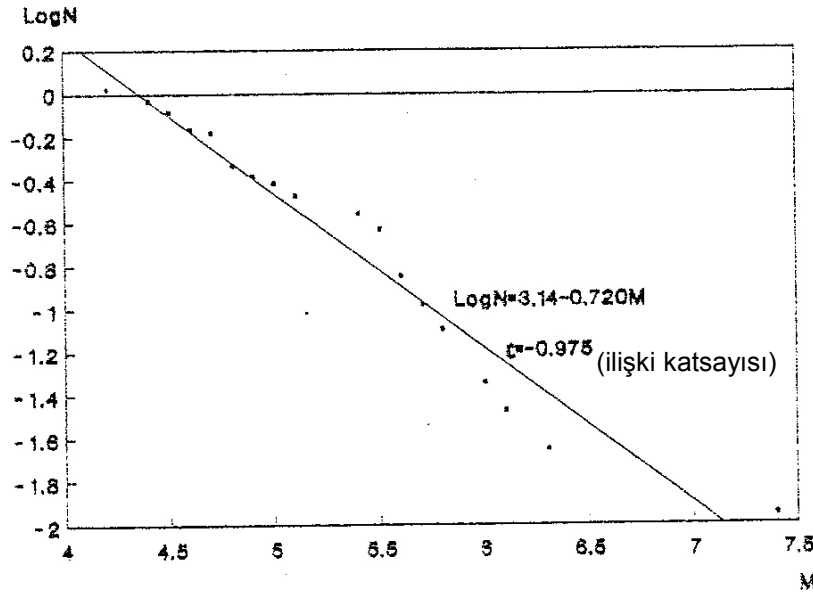
Tablo 1. 1900-1990 sürecinde oluşan depremlerin yıllara göre en büyük magnitüdleri.

YIL	M _{max}	YIL	M _{max}	YIL	M _{max}
1900	6.0	1948	5.4	1972	5.1
1908	4.8	1951	6.3	1973	4.6
1909	7.4	1952	4.8	1974	4.4
1917	4.8	1953	4.9	1976	5.6
1920	4.8	1955	6.0	1977	5.0
1922	4.8	1956	4.8	1978	6.1
1927	5.6	1957	4.9	1979	5.1
1929	6.0	1958	5.6	1980	5.8
1930	4.5	1960	5.8	1981	4.4
1931	4.8	1961	4.5	1982	5.7
1932	5.4	1962	5.5	1983	4.6
1935	5.1	1963	5.4	1984	4.8
1936	4.3	1964	4.9	1985	5.0
1938	5.5	1965	4.8	1986	4.5
1939	5.7	1966	4.6	1987	4.6
1940	5.4	1968	4.6	1988	5.7
1941	5.5	1969	4.5	1989	4.4
1945	4.6	1970	4.4	1990	4.7

Tablo 2. 1900-1990 sürecinde meydana gelen depremlerin Gumbel yıllık maksimum dağılımı hesapları. Deprem bulunmayan yıllar için $M_{max}=4.2$ alınmıştır.

M	j	$f=j/(n+1)$	G(M)	$N=-\ln G$	LogN
4.2	32	0.35165	0.35165	1.04512	0.01917
4.4	4	0.04396	0.39560	0.92734	-0.03276
4.5	4	0.04396	0.43956	0.82198	-0.08514
4.6	6	0.06593	0.50549	0.68222	-0.16608
4.7	1	0.01099	0.51648	0.66071	-0.17999
4.8	10	0.10989	0.52637	0.46781	-0.32993
4.9	3	0.03297	0.65934	0.41651	-0.38037
5.0	2	0.02198	0.68132	0.38373	-0.41598
5.1	3	0.03297	0.71429	0.33647	-0.47305
5.4	4	0.04396	0.75824	0.27675	-0.55791
5.5	3	0.03297	0.79121	0.23419	-0.63043
5.6	7	0.07692	0.86813	0.14141	-0.84951
5.7	3	0.03297	0.90110	0.10414	-0.98238
5.8	2	0.02198	0.92308	0.08004	-1.09668
6.0	3	0.03297	0.95604	0.04495	-1.34726
6.1	1	0.01099	0.96703	0.03352	-1.45466
6.3	1	0.01099	0.97802	0.02222	-1.65319
7.4	1	0.01099	0.98901	0.01105	-1.95664

İnceleme periyodu 1900-1990 yılları alındığında $n=90$ yıl dır. $G(M)$, f olasılık derecesi değerlerinin birikimli toplamdır.



En küçük kareler (EKK) yöntemiyle M-LogN eğrisinden bir doğru geçirilir. Bu doğru denkleminde elde edilen a ve b regresyon katsayıları yardımıyla (34) ve (35) bağıntılarından Gumbel regresyon katsayıları (α ve β) bulunur.

$$a = \text{Log} \alpha \Rightarrow \alpha = 10^a = 1380.38$$

$$b = \beta \text{Log} e \Rightarrow \beta = b / \text{Log}(2.718) = 1.658$$

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}}$$

$$R = 1 - G(M) \quad T_r = \frac{1}{R}$$

$$N = -\ln G(M) \quad \text{veya}$$

$$G(M) = e^{-N} \quad N = \alpha e^{-\beta M}$$

$$\text{Risk}(\%) = (1 - e^{-N(m)T(y)}) 100$$

Tablo 4. Gumbel deprem risk analizi sonuçları.

M	G(M)	R	T_r	N	RISK (%)		
					Periyot (Yıl)		
					25	50	100
4.2	0.2709	0.7291	1.37	1.306	100.00	100.00	100.00
4.4	0.3916	0.6084	1.64	0.938	100.00	100.00	100.00
4.5	0.4519	0.5481	1.82	0.794	100.00	100.00	100.00
4.6	0.5102	0.4898	2.04	0.673	100.00	100.00	100.00
4.7	0.5654	0.4346	2.30	0.570	100.00	100.00	100.00
4.8	0.6169	0.3831	2.61	0.483	100.00	100.00	100.00
4.9	0.6641	0.3359	2.98	0.409	100.00	100.00	100.00
5.0	0.7070	0.2930	3.41	0.347	99.98	100.00	100.00
5.1	0.7455	0.2545	3.93	0.294	99.94	100.00	100.00
5.4	0.8364	0.1636	6.11	0.179	98.85	99.99	100.00
5.5	0.8595	0.1405	7.12	0.151	97.73	99.95	100.00
5.6	0.8796	0.1204	8.31	0.128	95.95	99.84	100.00
5.7	0.8971	0.1029	9.71	0.109	93.39	99.56	100.00
5.8	0.9121	0.0879	11.37	0.092	89.99	99.00	99.99
6.0	0.9361	0.0639	15.64	0.066	80.83	96.32	99.86
6.1	0.9456	0.0544	18.37	0.056	75.33	93.91	99.63
6.3	0.9606	0.0394	25.39	0.040	63.38	86.59	98.20
7.4	0.9935	0.0090	154.67	0.006	14.97	27.70	47.72

Mühendislik yapıları için, yapı ömrünün D yıl olması durumunda Gutenberg-Richter bağıntısında aşağıdaki gibi bir düzeltme yapılır:

$$\text{Log}N = a - bM + \text{Log}(D/T) \quad (40)$$

Yapı ömrü D yıl olarak kabul edilirse, bu süre içerisinde beklenebilecek magnitüdlerin olasılıkları R_D için aşağıdaki bağıntılardan yararlanılır:

$$R_D = 1.0 - e^{-\alpha D e^{-\beta M}} \quad (41)$$

$$R_D = 1.0 - e^{-DN} \quad (42)$$

Fisher- Tippett Tip-III (Weibull) Yöntemi ile Risk Analizi

Büyük mühendislik yapılarının projelendirilmesinde deprem hasarının göz önüne alınması kaçınılmazdır. Deprem gibi bir doğa olayını modellemek için zamanın bir fonksiyonu olan Weibull dağılımı çeşitli araştırmacılar tarafından kullanılmıştır (Chou vd., 1973; Chou, 1974; Chou ve Fischer, 1975). Deprem oluşumu yer kabuğundaki deformasyon istatistiği ile belirlenebilir. Kabuksal deformasyonun zamanla doğrusal arttığı ve olasılık kuralının kabuksal kırılma zamanını kontrol ettiği düşünülebilir. Bu nedenle Weibull modeli kabuğun sabit bir hızda gerildiğini kabul eder. Bu yöntem deprem oluşları arasında geçen t_i zaman aralıklarını dikkate alır.

Weibull yoğunluk fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlanır (Hagiwara, 1974):

$$f_T(t) = \mu \gamma t^{\gamma-1} e^{-\mu t^\gamma}; \quad \mu, \gamma > 0 \quad (43)$$

Weibull dağılım fonksiyonu ise,

$$F_T(t) = 1 - e^{-\mu t^\gamma}; \quad \mu, \gamma > 0 \quad (44)$$

şeklinde verilir. (43) ve (44) bağıntılarında μ , ölçek parametresi; γ , şekil parametresidir. Tehlike oranı fonksiyonu (43) ve (44) bağıntılarından yararlanılarak aşağıdaki gibi verilir:

$$h_T(t) = \frac{f_T(t)}{1 - F_T(t)} = \mu \gamma t^{\gamma-1} \quad (45)$$

Aşağıda verilen şartlara göre şekil parametresinin (γ) değişimi ile tehlike oranı (h_T) zamanla artar veya azalır:

$\gamma > 1$ ise $h_T(t)$ zamanla artar.

$$h_T(t) = \mu\gamma t^{\gamma-1}$$

$\gamma < 1$ ise $h_T(t)$ zamanla azalır.

Eğer $\gamma = 1$ ise $h_T(t)$ sabit bir değer alır ve bu da Poisson dağılımını verir. Weibull dağılımının Poisson dağılımından farkı, olayların ortalama sayısı olan λ nın zamanın fonksiyonu olmasıdır. Weibull dağılımının belirlenmesi için grafik yöntem kullanılması halinde dönüşümü veren değişken aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$G = \ln(\mu T^\gamma) \quad (46)$$

Bu bağıntı yardımıyla dağılım fonksiyonu aşağıdaki gibi olur:

$$F_G(G) = 1 - e^{-e^G} \quad (47)$$

t_i , i.inci zaman aralığı olmak üzere bu bağıntı aşağıdaki gibi doğrusal hale getirilir;

$$G_i = \ln \mu + \gamma \ln t_i \quad (48)$$

Bu bağıntıdan μ ve γ değerleri EKK yöntemi ile belirlenir. R olabilirlik fonksiyonu (47) bağıntısından yararlanılarak aşağıdaki şekilde yazılır:

$$R = 1 - F_G(G) \quad (49)$$

(47), (48) ve (49) bağıntıları incelendiğinde G_i aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$G_i = \ln \ln(1/R) \quad (50)$$

μ ve γ parametrelerinden yararlanılarak risk bağıntısı aşağıdaki gibi yazılır:

$$P = 1 - e^{-\mu T^\gamma} \quad (51)$$

(50) bağıntısı tekrarlanma periyodu (r); yaşam periyodu (D) ve $B=r/D$ boyutsuz parametreleri kullanılarak yeniden yazılabilir:

$$P = 1 - e^{-\left(\frac{1}{B}\right)^\gamma} \quad (52)$$

Burada tekrarlanma periyodu r, μ ve γ parametreleri cinsinden aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$r = \left(\frac{1}{\mu}\right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (53)$$

Baraj gibi önemli yapılarda yıllık riskin $R=\%5$ olması birçok araştırmacı tarafından önerilmektedir (Tezcan vd., 1979; Yücecan, 1982). Yıllık riski $R=\%5$ olan magnitüd değerleri ise aşağıdaki bağıntı yardımıyla bulunur:

$$M = \frac{1}{\beta} \ln \left[\frac{\alpha}{-\ln(1-R)} \right] \quad (54)$$

Herhangi bir magnitüdün bir yıl içinde aşılma olasılığı olarak tarif edilen yıllık risk $R_1=\%5$ ise, $T_d=100$ yıllık yapı ömrü boyunca aynı magnitüdün en az bir defa aşılma olasılığı;

$$R_D = 1 - (1 - R_1)^{T_d} \quad (55)$$

bağıntısıyla bulunur. Yapı ekonomik ömrü $T_d=100$ yıl ve yıllık risk $R_1=\%5$ olmasına göre maksimum tekrarlanma periyodu T_r ise aşağıdaki bağıntı ile bulunur:

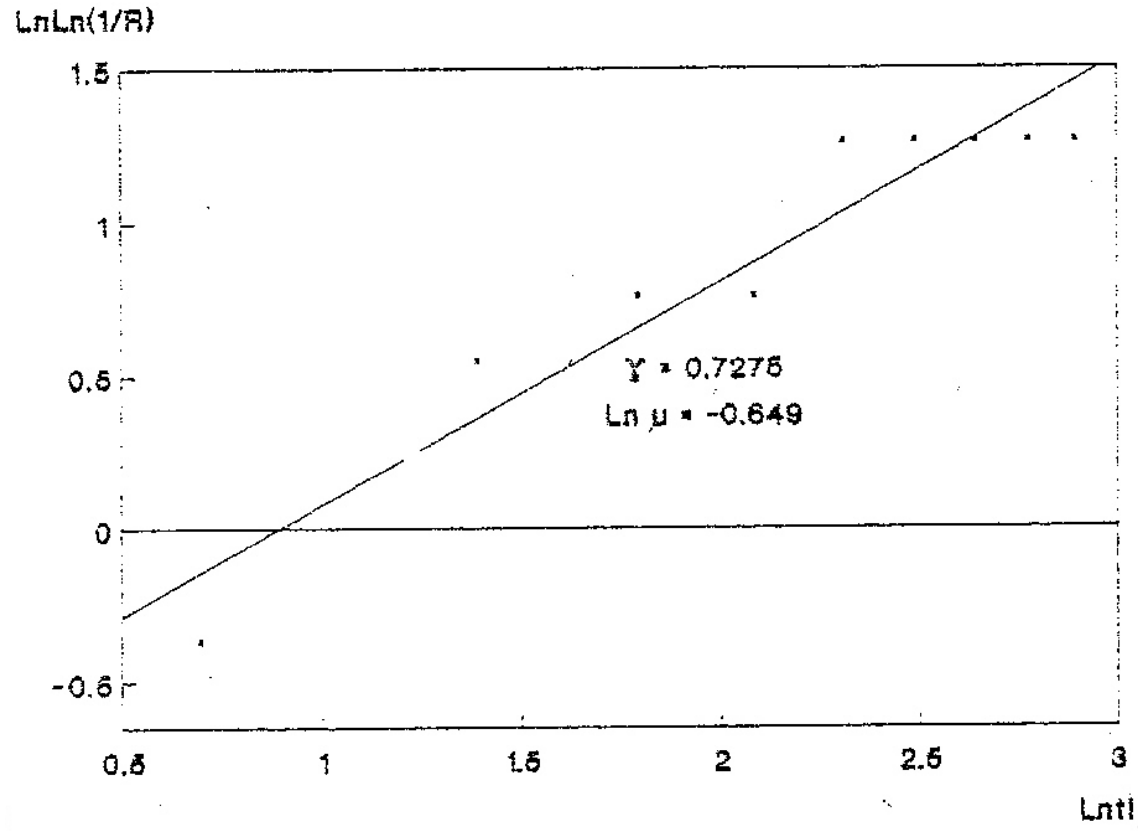
$$T_r = \frac{-T_d}{\ln(1 - R)} \quad (56)$$

Tablo 5. İnceleme bölgesinde 1900-1990 yılları arasında meydana gelen magnitudü $M \geq 5.0$ olan depremler.

NO	TARİH	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	MAGNİTUD
1	1900	31.35	47.16	0	5.0
2	1909	33.41	49.13	33	7.4
3	1927	32.53	47.38	0	5.5
4	1929	32.08	49.48	0	5.0
5	1932	34.00	48.00	0	5.4
6	1932	33.00	47.00	0	5.4
7	1935	31.98	47.37	33	5.1
8	1938	32.40	47.00	0	5.5
9	1939	31.00	50.00	0	5.4
10	1939	32.40	46.52	0	5.7
11	1940	33.50	46.50	0	5.4
12	1948	31.21	49.12	33	5.4
13	1951	32.00	50.00	0	6.3
14	1955	33.50	48.70	33	6.0
15	1955	33.50	48.70	33	5.6
16	1958	34.20	47.70	33	5.6
17	1958	34.00	47.50	0	5.4
18	1958	34.30	48.17	33	6.6
19	1958	34.00	48.00	0	5.1
20	1960	32.00	50.25	0	5.8
21	1962	32.00	48.80	52	5.5
22	1962	33.40	47.20	33	5.0
23	1963	33.20	49.20	38	5.4
24	1972	32.87	46.83	39	5.1
25	1976	33.19	47.93	63	5.6
26	1977	33.10	48.00	49	5.0
27	1977	32.64	48.08	44	5.7
28	1978	32.14	49.65	40	6.1
29	1979	30.93	49.99	58	5.1
30	1980	32.76	48.57	42	5.8
31	1982	33.54	46.10	53	5.7
32	1985	31.65	49.95	53	5.0
33	1988	32.66	47.05	34	5.3
34	1988	30.89	50.19	33	5.7
35	1989	32.62	47.78	33	5.0

Tablo 6. Weibull dağılımı için $\text{Ln}t_i - \text{LnLn}(1/R)$ ilişkisi. t_i zaman aralığı 2 yıl alınmıştır.

t_i	N	$\text{Ln}t_i$	$\text{LnLn}(1/R)$
0 - 2	17	0.693	-0.3670
2 - 4	11	1.386	0.5510
4 - 6	2	1.792	0.7610
6 - 8	0	2.079	0.7610
8 - 10	3	2.303	1.2600
10 - 12	0	2.485	1.2600
12 - 14	0	2.639	1.2600
14 - 16	0	2.773	1.2600
16 - 18	0	2.890	1.2600
18 - 20	1	2.996	0.000



Weibull uç değer dağılımı için $\ln t_i - \ln \ln(1/R)$ ilişki grafiği.

$$G_i = \ln \mu + \gamma \ln t_i \quad G_i = \ln \ln(1/R)$$

Üssel Dağılım Modeli

X , M magnitüd değerine sahip rastgele değişken kabul edilsin. Üssel fonksiyon şeklindeki X rastgele değişkeninin olasılık yoğunluk fonksiyonu aşağıda verilmektedir (Ramachandran, 1980);

$$f_M(x) = \lambda e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \lambda > 0 \quad \theta \leq x < +\infty$$

Üssel yoğunluk dağılım fonksiyonundaki λ parametresinin değeri aşağıdaki bağıntı ile tanımlanmaktadır:

$$\lambda = (\bar{x} - \theta)^{-1}$$

Burada $\bar{x}$; birçok deprem verisinden elde edilen ortalama magnitüd ve θ ; en küçük magnitüd değerini göstermektedir. Üssel olasılık yoğunluk fonksiyonunun kullanılmasıyla X rasgele değişkeninin dağılım fonksiyonu aşağıdaki gibi elde edilir (Hahn ve Shapiro, 1994):

$$F_M(x) = \int_{\theta}^x \lambda e^{-\lambda(u-\theta)} du = 1 - e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \theta \leq x < +\infty$$

Seçilen bir bölgede magnitüdü 4 ve daha büyük olan depremler kullanılarak üssel dağılım yöntemi ile yapılan risk çalışmasında ele alınan magnitüd değer aralıkları ve bu aralıklarda meydana gelen deprem sayıları aşağıdaki Tabloda verilmektedir.

Magnitüd M (x)	Sayı (f _i)
4.0-4.4	80
4.5-4.9	54
5.0-5.4	21
5.5-5.9	6
6.0-6.4	4

Ortalama magnitüd $\bar{x}$ aşağıdaki bağıntı ile bulunur:

$$\bar{x} = \left(\sum_{i=1}^k O_i f_i \right) / \left(\sum_{i=1}^k f_i \right)$$

$$\bar{x} = \left(\sum_{i=1}^5 O_i f_i \right) / \left(\sum_{i=1}^5 f_i \right) = \frac{758}{165} = 4.6$$

Tablodaki veriler kullanılarak aşağıdaki bağıntıdan $\lambda=2.5$ bulunur. İlk sınıfın sınıf orta değeri ($\theta=O_1=4.2$) θ için en küçük değer olarak alınır.

$$\lambda = (\bar{x} - \theta)^{-1} = \frac{1}{4.6 - 4.2} = 2.5$$

Bu durumda üssel olasılık yoğunluk fonksiyonu aşağıdaki ifade ile bulunur:

$$f_M(x) = \lambda e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \lambda > 0 \quad \theta \leq x < +\infty$$

$$f_M(x) = 2.5e^{-2.5(x-4.2)}$$

Kullanılan üssel dağılım fonksiyonuna göre x rastgele değişkeninin dağılım fonksiyonu aşağıdaki gibi bulunur:

$$F_M(x) = \int_{\theta}^x \lambda e^{-\lambda(u-\theta)} du = 1 - e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \theta \leq x < +\infty$$

$$F_M(x) = \int_{\theta}^x 2.5e^{-2.5(u-4.2)} du = 1 - e^{-2.5(x-4.2)} \quad 4.2 \leq x < +\infty$$

Kullanılan deprem magnitüd aralıkları, tekrarlanma periyodları ve bu periyodlara karşılık gelen yüzdeler hesaplanarak tablo haline getirilmiştir.

Oluşturulan sınıflara ait sıklık dağılım çizelgesi.

Sınıf Numarası	Magnitüd alt sınırı	Magnitüd orta değeri (O_i)	Magnitüd üst sınırı	Deprem Sayısı (f_i)	%
1	4.0	4.2	4.4	80	0.4848
2	4.5	4.7	4.9	54	0.3273
3	5.0	5.2	5.4	21	0.1273
4	5.5	5.7	5.9	6	0.0364
5	6.0	6.2	6.4	4	0.0242
Toplam				165	1.0000

$$\% = 80/165 = 0.4848$$

Daha sonra 165 deprem verisine göre oluşturulan her bir sınıf için deneysel dağılım fonksiyon değerleri ve dağılım fonksiyon denklemi ile de kuramsal dağılım fonksiyonu değerleri hesaplanır.

Deneysel dağılım fonksiyon değerleri ($FM_g(x)$) kümülatif olarak yüzdeliklerin toplanmasıyla elde edilir ($i=2$ için $0.4848+0.3273=0.8121$).

Kuramsal dağılım fonksiyonu değerleri ($FM_b(x)$) kümülatif olarak her bir sınıf için kuramsal dağılım fonksiyonu değerlerinin ($f_M(x)$) toplanmasıyla hesaplanır ($i=2$ için $0.3935+0.4344=0.8279$). Bulunan değerler aşağıdaki tabloda verilmektedir.

Sınıf numarası i	Sınıf orta değeri (O_i)	Sıklık sayısı (f_i)	%	Deneysel $F_{Mg}(x)$	$f_M(x)$	Kuramsal $F_{Mb}(x)$	Fark $F_{Mg}(x)-F_{Mb}(x)$
1	4.2	80	0.4848	0.4848	0.3935	0.3935	0.0913
2	4.7	54	0.3273	0.8121	0.4344	0.8279	-0.0158
3	5.2	21	0.1273	0.9394	0.1245	0.9524	-0.0130
4	5.7	6	0.0364	0.9758	0.0357	0.9881	-0.0123
5	6.2	4	0.0242	1.0000	0.0200	0.9981	0.0019

$$F_{Mb}(4.4) = 1 - e^{-2.5(4.4-4.2)} = 0.3935$$

$$f_m(4.9) = 2.5e^{-2.5(4.9-4.2)} = 0.4344$$

$$f_m(5.4) = 2.5e^{-2.5(5.4-4.2)} = 0.1245$$

$F_M(x)$ değerini hesaplamak için yıllık olarak gözlenmiş 4 ten büyük magnitüdlü depremlerin yıllık sayısı gereklidir. Bunun için 4 ten büyük magnitüdlü depremlerin toplamı inceleme periyoduna (100 yıl) oranlanır (1.65).

Beklenen yıllık tekrarlanma sayısı (F_i), $f_M(x)$ değerleri ile yıllık olarak gözlenmiş yıllık ortalama gözlenen deprem sayılarının çarpımı ile bulunur ($f_M(x)1.65$).

Ortalama tekrarlanma periyodu ise $1/F_i$ bağıntısı ile belirlenir.

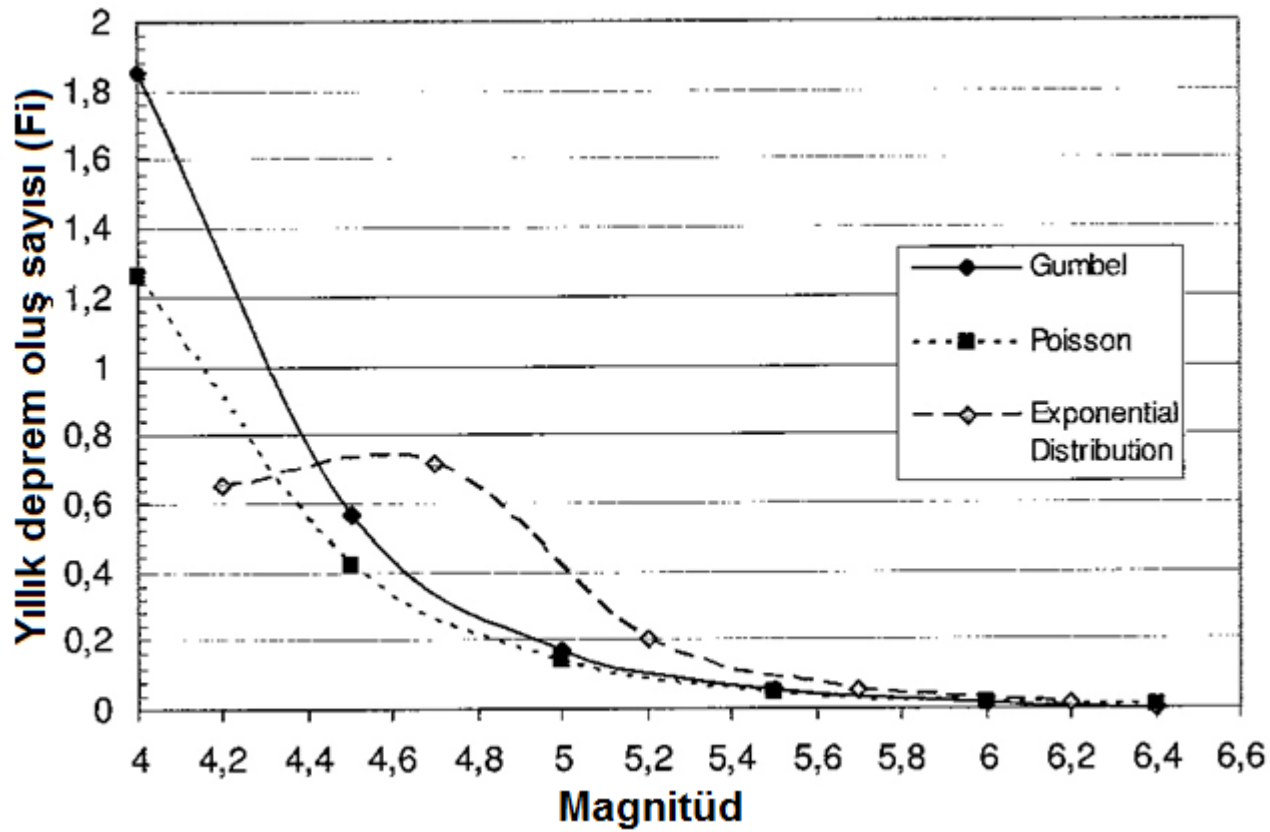
Beklenen kümülatif olasılık değerleri kullanılarak farklı magnitüdlü depremlerin oluşma olasılıkları ($f_M(x)$), yıllık beklenen frekans değeri (F_i) ve yıl başına beklenen ortalama tekrarlanma sayısı aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Sınıf orta değeri (O_i)	Kuramsal $F_{Mb}(x)$	$f_M(x)$	F_i	Ortalama tekrarlanma periyodu (yıl)
4.2	0.3935	0.3935	0.6493	1.5402
4.7	0.8279	0.4344	0.7168	1.3952
5.2	0.9524	0.1245	0.2054	4.8680
5.7	0.9881	0.0357	0.0589	16.7792
6.2	0.9981	0.0200	0.0330	30.3030

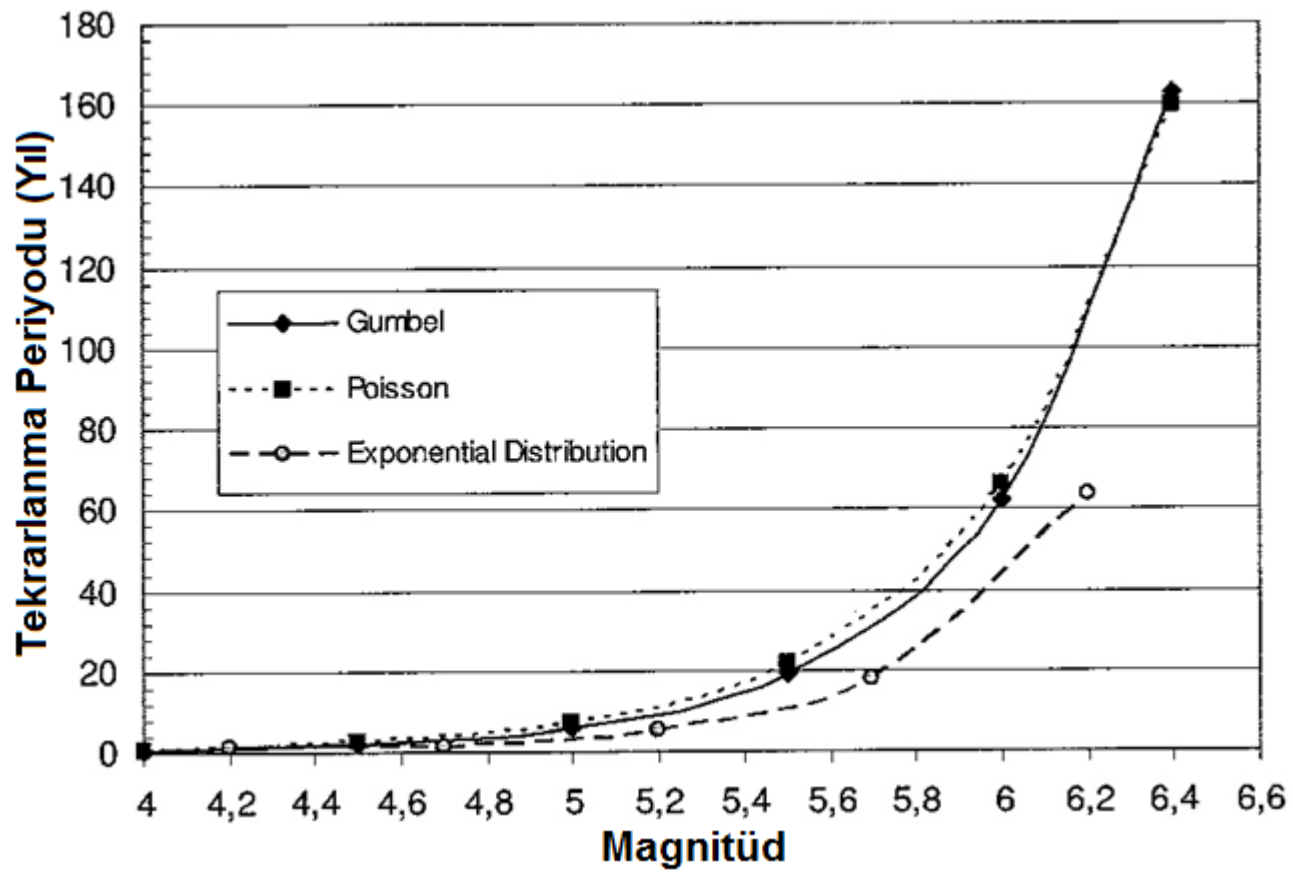
4 ten büyük magnitüdlü depremlerin toplam sayısının (165) inceleme periyoduna (100 yıl) oranı= 1.65

Yıllık deprem oluşma sayısı; $F_i = f_M(x)1.65$

Ort. Tekrarlanma Periyodu; $1/F_i$



Yukarıdaki şekilde Gumbel, Poisson ve Üssel dağılım modellerinin farklı büyüklükteki depremler için verdikleri yıllık deprem oluş sayıları grafiklenmiştir. Bu grafiğe göre Üssel dağılım fonksiyon modelinin 5 ve daha küçük magnitüdlü olaylar için uygun olmadığı, Gumbel ve Poisson dağılımlarının incelenen bölge için uyumlu değerler verdiği gözlenmektedir.



Yukarıdaki şekilde Gumbel, Poisson ve Üssel dağılım modelleri için farklı büyüklükteki depremlere ait tekrarlanma periyotları grafiklenmiştir. Bu grafikte görüldüğü gibi Gumbel ve Poisson modelleri birbirini ile uyumlu tekrarlanma periyod değerleri vermektedir. Ancak Üssel dağılım fonksiyon modeli diğer modellere göre daha küçük tekrarlanma periyodu değerleri vermektedir.

SİSİMOLOJİNİN TEMEL KAVRAMLARI

Deprem Parametreleri

1. Depremi yeri
2. Depremi şiddeti
3. Depremi büyüklüğü (magnitüdü)

a. Richter yerel magnitüdü (M_L): 1935 yılında Charles Richter güney California'daki sığ, yerel (dışmerkezi yaklaşık 600 km'den küçük) depremlerden bir magnitüd ölçeği geliştirmek için Wood-Anderson sismometresini kullanmıştır. Richter, günümüzde yerel magnitüd olarak bilinen büyüklüğü, deprem dışmerkezinden 100 km uzaktaki bir Wood-Anderson sismometresinde (mikron cinsinden) kaydedilmiş maksimum genliğin (10 tabanına göre) logaritmasını yerel (lokal) magnitüd (M_L) olarak tanımlamıştır (Richter 1958, Bath 1973). Bu yöntem (Richter yerel magnitüd tanımlaması), $M < 6.0$ ve 600 km'den daha yakın mesafede oluşan depremlerin büyüklüğünü belirlemek için kullanılır. Richter yerel magnitüdü (M_L) çok iyi bilinmesine ve yaygın olarak kullanılmasına rağmen deprem büyüklüğünü belirlemede her zaman için uygun bir ölçek olmadığı belirtilmektedir (Kramer, 1996).

b. Yüzey dalgası magnitüdü (M_s): Uzak (600-2000 km arası) mesafelerde özellikle cisim dalgaları sönümlenmekte ve saçılmaktadır. Bu durumda, yer hareketinde yüzey dalgaları daha baskın olmaktadır. Dolayısıyla, farklı bir magnitüd ölçeğine ihtiyaç duyulmuştur. Yüzey dalgası magnitüdü, genellikle derinliği 70 km'den daha sığ, uzak (yaklaşık 1000 km'den fazla) , orta ve büyük ölçekteki depremlerin boyutunu tanımlamada kullanılır. Periyodu yaklaşık olarak 20 saniye olan Rayleigh dalgalarının yatay bileşenlerinin mikron cinsinden en büyük değerinin logaritması alınarak “yüzey dalgası magnitüdü” tanımlanmıştır (Gutenberg ve Richter 1936). Bu tür dalgalar yeryüzünde kaynaktan itibaren çok uzak mesafelere yayılabildiği için; uzak mesafelerde yapılan ölçümlerde daha güvenilir ve hassastır.

Bu yöntem, $M \geq 6.0$ olan (bazı araştırmacılara göre $M \geq 5.5$ olan) depremleri ölçmek için geliştirilmiştir. Yüzey dalgası magnitüdü yaygın olarak kullanılan ölçeklerden birisidir. Yüzey dalgası kullanılarak magnitüd hesabı aşağıdaki denklem yardımıyla yapılmaktadır (Bath 1973):

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \quad (T=20 \text{ s için})$$

Burada; M: Depremin büyüklüğü, A: Rayleigh yüzey dalgasının yatay bileşeninin genliği, T: Periyod (10-30sn aralığında) ve Δ° : Oluşan depremin mesafesi (episantr uzaklığı-derece olarak)'dır.

c. Cisim dalgası magnitüdü (m_b): Derin odaklı depremlerin yüzey dalgaları çoğu zaman bunların yüzey dalgası magnitüdü ile değerlendirilmesine imkan vermeyecek kadar küçük olmaktadır. Cisim dalgası magnitüdü (Gutenberg, 1945) P dalgalarının odak derinliğinden kuvvetlice etkilenmeyen ilk birkaç devrinin genliğine dayalı, dünyanın her tarafında kullanılan bir magnitüd ölçeğidir (Bolt, 1989). Cisim dalgası magnitüdü,

$$m_b = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Burada, A: mikron cinsinden P dalgası genliği ve T: P-dalgasının periyodudur (genellikle yaklaşık olarak bir saniye). Cisim dalgası magnitüdü ayrıca periyodu bir saniye olan yüksek modlu Rayleigh dalgalarının genliğinden de bulunabilir (Nuttli, 1973). Bu işlemde elde edilen magnitüd, m_bL_g , daha çok kıta içi depremlerini tanımlamada kullanılmaktadır (Kramer, 1996).

d. Süreye bağlı magnitüd (M_b): Bu magnitüd ölçeği, küçük ($M < 5.0$) ve yakın (300 km) depremler için kullanılmaktadır. Deprem büyüklüğü arttıkça, sismometre üzerinde daha uzun süre salınımlar oluşacağından, sismometre üzerinde ne kadar uzun süreli bir titreşim oluşturduğu ölçülür ve deprem kaynağının uzaklığı ile ölçeklenir. Büyük bir depremin, sismometre üzerinde daha uzun süreli bir salınım neden olacağı düşüncesinden hareketle geliştirilmiştir. Bu amaçla, deprem kaydındaki sinyalin genliği yerine, sinyalin süresi (duration) ölçülerek depremin magnitüdü tayin edilmektedir.

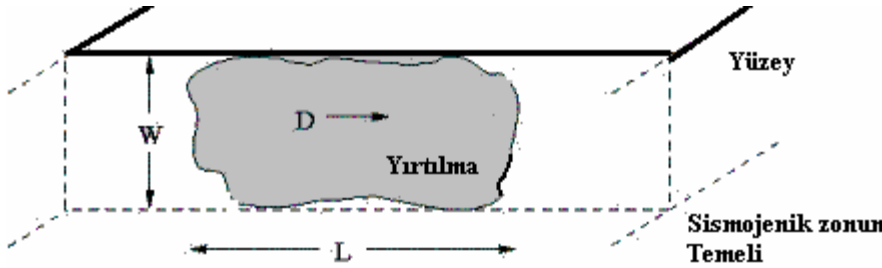
e. Moment magnitüdü (M_w): Esas olarak depremin oluşumunun matematiksel bir modelinin yapılmasına karşılık gelir. Uygulamada, sadece belli bir büyüklüğün üzerindeki depremler için ($M > 4.0$) Moment büyüklüğü hesaplanabilir.

Deprem sonucu oluşan bir fayın boyutu, depremde açığa çıkan enerjiyle, dolayısıyla depremin büyüklüğü ile ilişkilidir. Bir depremde açığa çıkan enerji miktarı artarken yer sarsıntısının özellikleri her zaman aynı oranda artmamakta ve/veya cihaz ölçümlerine birebir yansımamaktadır. Kuvvetli depremlerde ölçülen yer sarsıntısı karakteristikleri küçük depremlerinkine kıyasla deprem büyüklüğüne daha az duyarlıdır. Bu özellik magnitüd doygunluğu olarak adlandırılır.

İlk kez Kanomori (1977) tarafından belirtilen magnitüd satürasyonu (doygunluğu) görüşüne göre, klasik olarak genlik ve süre okumalarından saptanan magnitüd ölçekleri ancak fay boyunun 5-50 km olduğu depremlerde gerçek büyüklüğü temsil edebilirler. Aksi taktirde, yani fay boyunun, magnitüdü belirlerken kullanılan genliğe ait enerjinin dalga boyunu geçtiği hallerde, bu ölçekler gerçek büyüklüğü satüre olmaları (doygunluğa ulaşmaları) nedeniyle, temsil etmekten uzaktırlar (Kanomori, 1977).

Bunun nedeni, sismogram üzerinde okunan genliğin sınırlı band genişliğine sahip aletlerce kaydedilmiş olmasıdır. Ayrıca kaynaktaki orijinal genliğin, istasyona gelene kadar hareket ettiği ortamdan etkilendiği de söylenebilir. Bu nedenle kırılan fayın uzunluğunun 50 km'yi geçtiği depremlerde genlik ölçümüne dayalı magnitüd belirlenmesi yerine sismik moment kullanılarak moment magnitüdünün hesaplanması en doğru yöntem olmaktadır.

Richter yerel magnitüdü M_L , 6.0-7.0 arasında, yüzey dalgası magnitüdü de $M_S=8.0$ civarında doygunluğa ulaşmaktadır (Kramer, 1996). Çok büyük depremlerin boyutunu tanımlamak için, yer sarsıntısı özelliklerine dayalı olmayan ve sonuçta doygunluğa ulaşmayan bir büyüklük ölçeğinin tanımlanması gereklidir. Doygunluk problemi olmayan tek magnitüd ölçeği moment magnitüdüdür (Kanamori, 1977; Hanks ve Kanamori, 1979). Moment magnitüdünün temelini oluşturan sismik moment fay uzunluğu ile ilişkili olup, diğer magnitüd türleri fay uzunluğuyla ilişkili değildir (Kanamori ve Anderson, 1975).



$$A = L.W$$

$$M_0 = A. \mu.D, \quad (\mu = 3.10^{11})$$

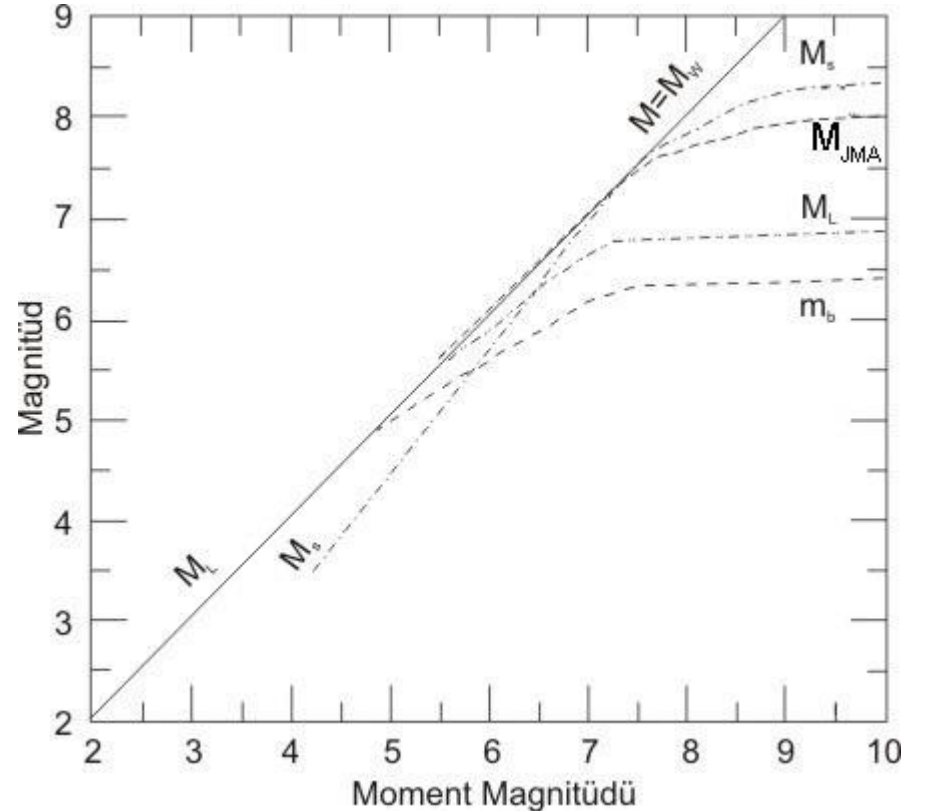
$$M_w = (2/3.\log M_0) - 10.73$$

Burada; D = Ortalama ötelenme miktarı (cm), μ = Rijidite (dyn/cm²), A = Faylanma alanı (cm²), L = Yüzey kırığı (km), W = Kırılma derinliği (km), M_0 = Sismik moment (dyne.cm), M_w = Moment magnitüdü (birimsiz) ifade etmektedir.

Moment magnitüd, günümüzde hasar analizlerinde sıkça kullanılan azalım ilişkileri, şiddet dağılımlarının kestirilmesi gibi çalışmalarda esas parametre olarak tercih edilmektedir.

Deprem büyüklüğünü ifade etmek için kullanılan M_L , m_b , M_S ve M_d ölçekleri depremlerin büyüklüklerini karşılaştırmak için bir fikir verir. Ancak, en anlamlı büyüklük tanımlaması sismik moment (M_0) ile yapılandır. Bir fay boyunca meydana gelen kırılma, bir kuvvet çifti oluşturan eşit ve zıt yönlü iki kuvvetin/kuvvet çiftinin momenti olup, sismik moment olarak tanımlanır (Kanamori and Anderson 1975). Çeşitli magnitüd türleri arasındaki ilişki ve magnitüd ölçeklerinin doygunluğu Heaton vd. (1982) tarafından grafik olarak ifade edilmiştir.

Şekilden görüldüğü gibi M_S ölçeği için bulunan doğrunun eğimi m_b için bulunandan büyüktür. Bu durum deprem büyüdükçe odakta hareketin ilgili olduğu hacim ve zamanın artması sonucu uzun periyotlu yüzey dalgalarının daha iyi gelişebilmesi ile açıklanır. Cisim dalgası ve Richter lokal magnitüdü 6 ile 7 magnitüdülerinde, yüzey dalgası magnitüdü ise yaklaşık $M_S=8$ değerinde satüre olmaktadır.

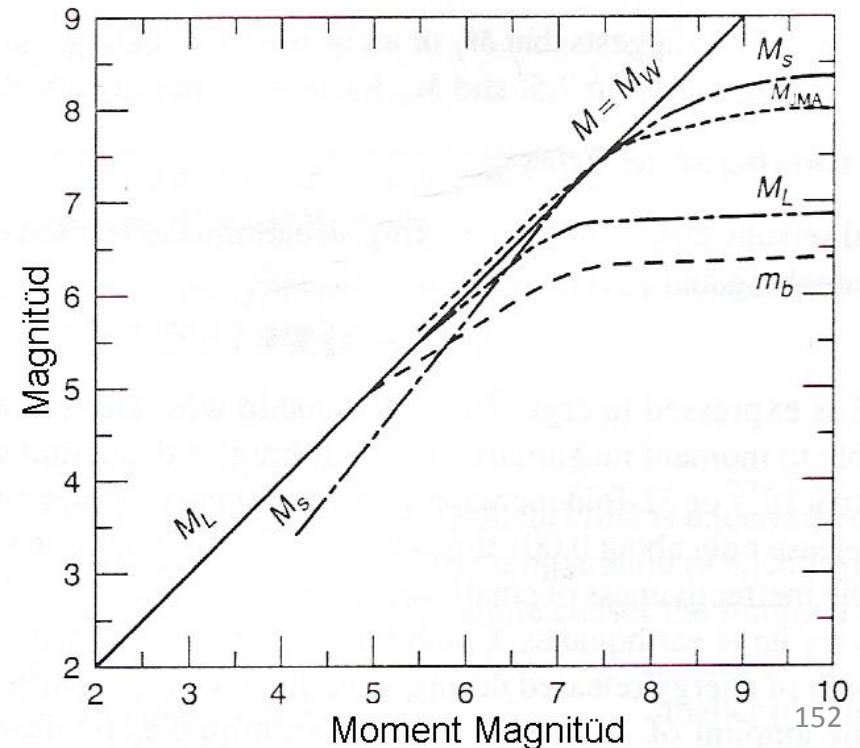


Sismolojinin Temel Kavramları

□ Deprem Boyutu – Büyüklük

- Moment büyüklüğü (M_w)
 - Deprem kaynağında ne olduğunu,
 - Deprem esnasında açığa çıkan enerjiyi,
 - Derecesi bir nedene bağlı olduğundan bilimadamları için faydalı,
 - Büyük depremlerde daha belirgin
- Doygunluk

M_s	: Yüzey dalgası büyüklüğü,	5-7.5
M_L	: Richter büyüklüğü,	3-7
m_b	: Cisim dalgası büyüklüğü,	3-7
M_w	: Moment büyüklüğü	>7.5
M_{JMA}	: Japon Meteoroloji Kurumu	



f. Depremi enerji: Depremi nicelik olarak belirleyen en önemli fiziksel parametrelerden biri de depremin enerjisidir. Depremi enerji, genellikle yüzey dalgası magnitüdü (M_s) ile istatistiksel ilişkilerle belirlenen bağıntı yardımıyla hesaplanır. Gutenberg ve Richter (1956) depremin enerjisi için aşağıdaki bağıntıyı geliştirmişlerdir:

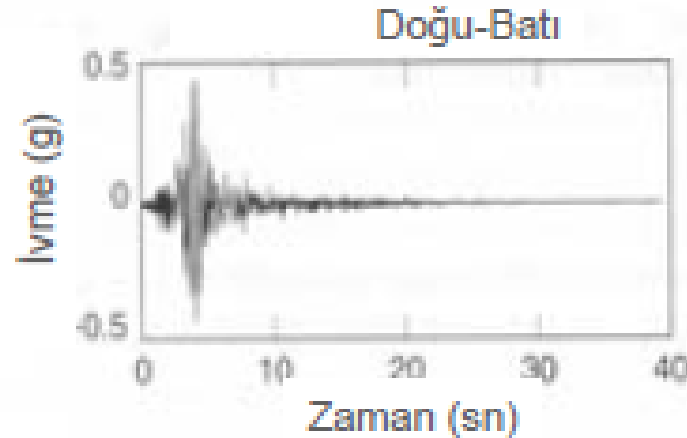
$$\text{Log}E = 1.5M_s + 11.8$$

Bağıntıdaki E'nin birimi erg cinsinden ifade edilmektedir. Bu bağıntı ile, depremin büyüklüğündeki bir birim artışa karşın, sismik enerjide 32 kat artış görülmektedir. Büyüklüğü 7 olan bir depremin açığa çıkaracağı enerji, büyüklüğü 5 olan bir depremin enerjisinden 1000 kat daha fazladır. Hiroşima'ya atılan atom bombası (20.000 ton TNT'ye eşdeğer) enerji açısından, 6 büyüklüğündeki bir depreme karşılık gelen çarpıcı bir örnektir.

KUVVETLİ YER HAREKETİ PARAMETRELERİ

Depreme karşı mühendislik tasarımda en önemli dinamik parametreyi yer hareketinin ivmesi teşkil eder. Yer hareketinin ivmesi, deprem tehlike ve riskini belirlemede de en önemli unsurlardan biridir. Depremler sırasında kaydedilen yer hareketinin ivmesi, önemli mühendislik bilgileri içeren sinyallerdir. Bu sinyaller hareketin genliği, frekans içeriği, süresi gibi yapıları etkileyen ve bir bakıma hareketin şiddetini temsil eden bir çok parametreyi ihtiva ederler. Bu parametrelerden bazılarına aşağıda yer verilmiştir.

Yer Hareketi Parametreleri



- Üç bileşenli ivme ölçerler ile kaydedilir
 - 2 yatay bileşen (D-B, K-G)
 - 1 düşey bileşen (Z)
- Örnekleme aralığı 0.005-0.01 sn (frekans aralığı 100 to 200 Hz)
 - 60 sn'lik kayıt için,
 - $N=3 \times 60 \times 100 = 18000$ değer !!
- Yer hareketi parametrelerinin anlamlarıyla yer hareketinin özelliklerini tanımlayabilmek
 - Genlik
 - Frekans içeriği
 - Süre

1. Genlik parametreleri

Yer hareketinin tanımlanması genellikle zaman kayıtları yardımıyla yapılır. Deprem dalgalarının her bir kısmı belirli bir ivme değerine sahiptir. Deprem anında yerin hangi hız ve miktarla sarsıldığını belirlemek açısından ivme önemli bir kavramdır. Ancak, hareketin etkilerini tam olarak belirlemek için hız, yerdeğiştirme (ötelenme), güç ve tepki spektrumu gibi hareketle ilgili parametrelerin de belirlenmesi gerekir.

Pik ivme: Belirli bir yer hareketinin genliğini belirlemede en yaygın ölçü olarak en büyük yer ivmesi (PGA: peak ground acceleration) veya pik yatay ivme (PHA: peak horizontal acceleration) olarak ifade edilmektedir. Yaygın olarak kullanılan biçimiyle PGA, bir hareket bileşeni için çok basit olarak o bileşenin mutlak değer olarak en büyük genlik değeridir.

Depremi ani hareketi sonucu, yapılar bu harekete karşı kütlelerinin ataleti (durağanlığı) ile karşı koyar. Yatay ivmeler, atalet kuvvetleri ile olan doğal ilişkilerinden dolayı, genellikle yer hareketini tanımlamada sıkça kullanılır. Yer hareketinin yatay bileşenleri, yapılar üzerinde genellikle düşey ivmelerden (PVA: peak vertical acceleration) daha etkilidir. Yapılar, düşey ivmelerin ve yerçekimi ivmesinin yarattığı basınç gerilmelerine karşı yeterli dayanım gösterebildiği halde, yatay ivmelerin oluşturduğu kesme ve çekme kuvvetlerine karşı daha az dayanım gösterir.

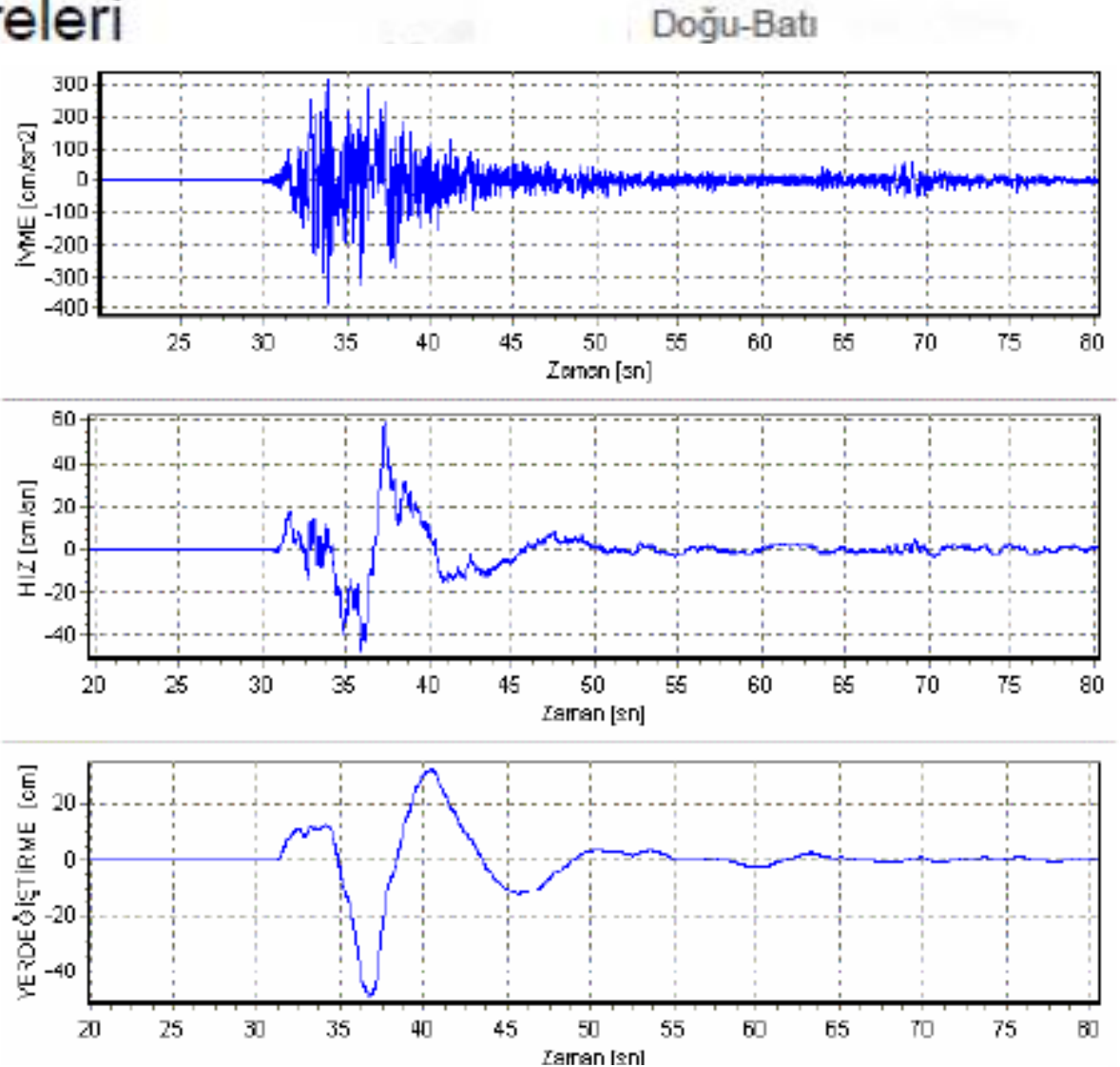
Pik Hız: Yer hareketi genliğinin tanımlanmasında diğer önemli bir parametre de depremin pik yatay hızıdır (PHV). Hız, yer hareketinin yüksek frekans içeriğine daha az duyarlı olduğundan; orta frekanslardaki yer hareketinin genliği PHA'ya göre PHV ile daha iyi belirlenmektedir. Bu orta frekans aralığındaki yüklemelere karşı duyarlı yapı ve tesisler (yüksek veya esnek binalar, köprüler vb.) için potansiyel hasarı sağlıklı bir şekilde belirlemede PHV çok daha üstündür. PHV ayrıca deprem şiddeti ile denkleştirilmiştir (Trifunac ve Brady, 1975; Krinitzsky ve Chang, 1988).

Pik Yerdeğiştirme: Pik ivme ve pik hızdan başka bir önemli yer hareketi parametresi de pik yer değiştirmedir. Pik yer değiştirme, bir deprem hareketinin genellikle düşük frekanslı bileşenleri ile ilişkilidir. Ancak, süzgeçleme ve akselerogramların integrali sırasındaki sinyal değerlendirme -hesaplama- hataları ve uzun periyodlu gürültüden dolayı doğru bir şekilde tanımlanmaları genellikle zor olmaktadır (Campbell, 1985; Joyner ve Boore, 1988). Yerdeğiştirme sonuçta yer hareketinin bir ölçüsü olarak pik ivme veya pik hıza göre daha az kullanılmaktadır (Kramer, 1996). Tipik bir yer hareketi tanımlanmasına ilişkin ivme, hız ve yerdeğiştirme zaman kayıtlarına ait dalga formları grafik olarak şekilde gösterilmiştir.

Yer Hareketi Parametreleri

□ Genlik parametreleri

- İvme
- Hız
- Yerdeğiştirme
- Diğerleri



Sekil 3.6. 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi sırasında Sakarya istasyonundan alınan kuvvetli yer hareketi kaydının doğu-batı bileşeni ivme, hız ve yer değiştirme dalga formları.

2. Spektrum parametreleri

Herhangi bir doğal olayın sonucu olarak gözlenen veriler tanımsal ve rasgele olarak iki sınıfta toplanabilir. Tanımsal veriler bir matematiksel bağıntı ile gösterilebilirler. Örneğin serbest düşmeye bırakılmış bir cismin belirli zamanlardaki konumu, hızı ve ivmesi önceden bağıntılardan saptanabilir. Ancak, deprem yükleri rasgele olduklarından spektrumları da belirli bir fonksiyon ile tarif edilemez. Bu sebeple, gelecekteki bir anlık değer önceden kestirilemez. Aşağıda verilen analiz yöntemleri ile deprem karakteristikleri hakkında geniş bilgi sağlanacağı gibi, kuvvetli hareket kayıtlarının taşıdığı bilgilerden yararlanarak zeminin ve yapıların deprem hareketine karşı tepkisi de incelenebilir.

Frekans içeriği parametreleri: Deprem kayıtları, geniş bir frekans aralığında dağılım gösterirler. Bir yer hareketi genliğinin değişik frekanslar arasında nasıl dağıldığı, frekans içeriği ile tanımlanmaktadır. Depremler sırasında yapısal yıkımı belirleyen önemli etkenlerden biri de depremin frekans içeriğidir. Büyük depremler küçük depremlere nispeten daha uzun periyodlu yer hareketi oluştururlar. Bu açıdan yer hareketinin frekans içeriği, depremin büyüklüğü ile ilişkilidir. Sismik dalgalar bir faydan uzaklaşırken yüksek frekans bileşenleri saçılır ve düşük frekanslı bileşenlerden daha hızlı bir şekilde sönümlenir. Bunun sonucunda, frekans içeriği mesafeye bağlı olarak da değişim gösterir. Dolayısıyla, yer hareketinin frekans içeriğini dikkate almadan hareketin özellikleri yeterince tanımlanmış sayılmaz (Kramer, 2006).

Fourier spektrumları: Deprem dalgası bileşenlerine ayrılırken, hangi dalga bileşeninin genliğinin küçük olduğunu belirtmek, deprem dalgasının karakteri bakımından çok önemlidir. Özellikle, büyük genlikli bir bileşen bulunması halinde bu bileşenin hakim durumda olduğu söylenir. Böyle bir dalga bileşeninin frekans veya periyoduna, hakim frekans ve hakim periyod denir. Bunun için, zamana göre çizilmiş yer hareketi, Fourier dönüşümü uygulanarak frekans ortamına dönüştürülür. Fourier spektrumu, asıl dalganın hangi frekans bileşenlerini içerdiğini ve hangi bileşenlerin genliğinin büyük olduğunu göstermek bakımından, o deprem dalgasının yapılara yapacağı etkinin kestirilmesinde yarar sağlar (Ohsaki, 1976).

Kuvvetli yer hareketinin Fourier genlik spektrumu, hareketin genliğinin frekansa göre nasıl dağıldığını yansıtır. Yayvan bir spektrum penceresi, çok değişik frekansların ihtiva edildiği düzensiz değişen bir hareketi temsil eder. Dar bant genişliğine sahip olan spektrumda baskın periyod belirgin ve frekans seçilebilirliği daha güvenilirdir. Kuvvetli hareketin alındığı ortam zemin (alüvyon, yumuşak tabaka) özellikte ise düşük frekansla (uzun periyodlu), kaya ortamında ise yüksek frekansla (kısa periyod) temsil edilir.

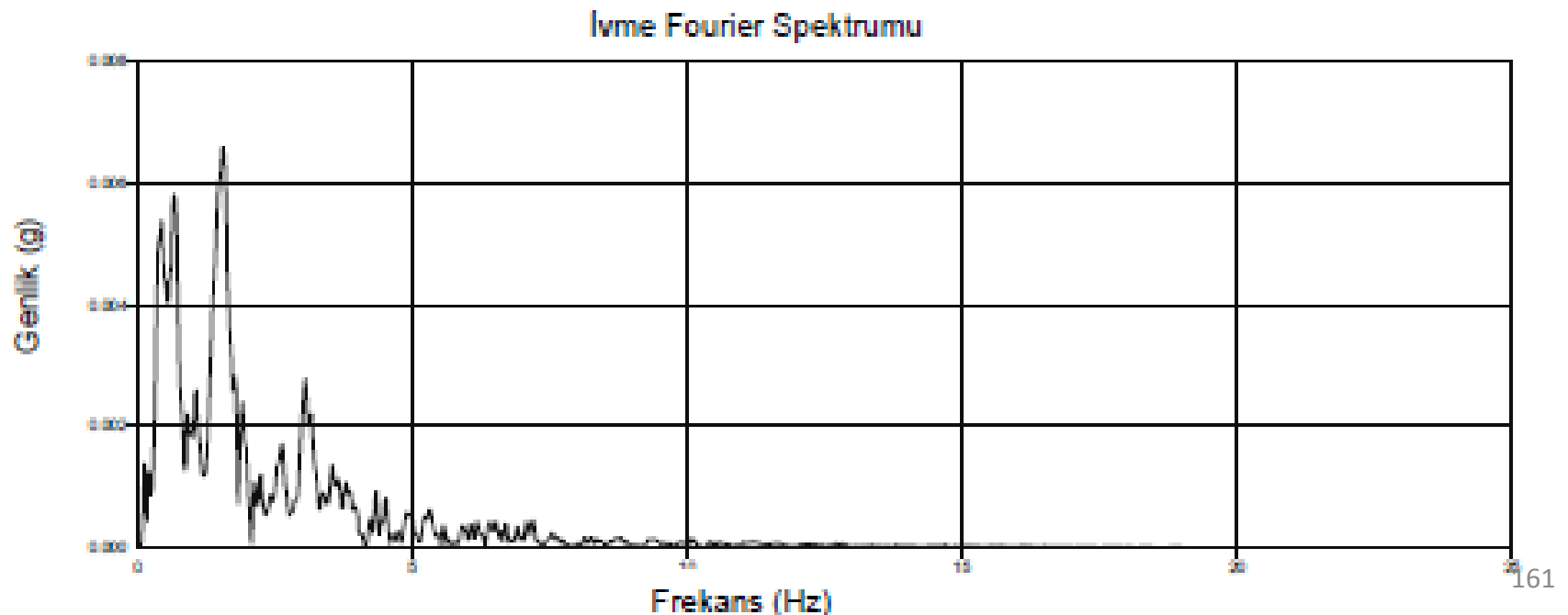
Yer Hareketi Parametreleri

□ Frekans parametreleri

- Fourier spektrumu

$$x(t) = c_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \sin(\omega_n t + \phi_n)$$

- İvmenin (c_n), frekansa (ω_n) göre değişimi Fourier spekturumunu verir



Güç spektrumu: Güç spektrumu, Fourier spektrumu değerlerinin karelerini göstermektedir. Fourier spektrumuna göre daha iyi bir görünüş elde edilir. Dalga bileşenlerinin yapılar üzerinde meydana getireceği etki, güç spektrumunda daha belirgin olmaktadır (Ohsaki, 1976). Bir yer hareketinin frekans içeriği güç spektrumu veya güç spektrumu yoğunluk fonksiyonu ile tanımlanabilir. Güç spektrumu yoğunluk fonksiyonu ile bir yer hareketinin istatistiksel özellikleri bulunabilir ve rastgele titreşim teknikleri kullanılarak tepki hesaplanabilir (Clough ve Penzien, 1975; Vanmarcke, 1976; Yang, 1986).

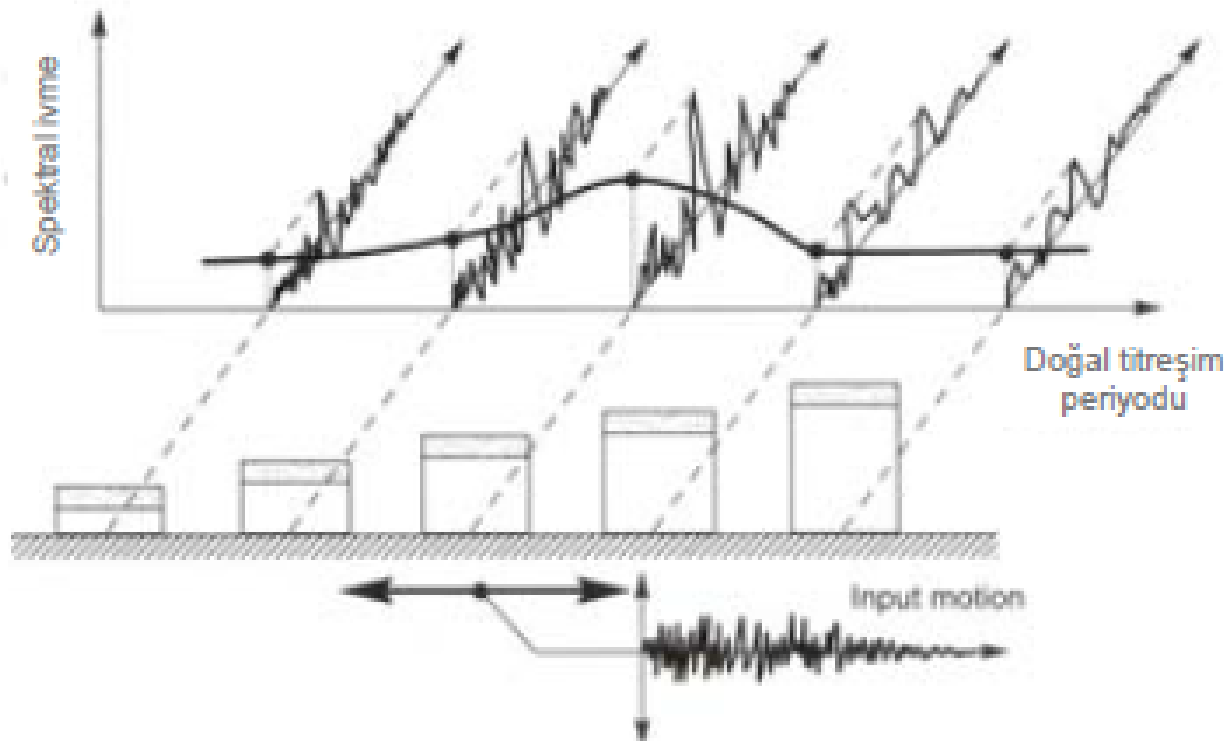
Tepki spektrumları: Deprem dalgasının yalnız kayda bakılarak anlaşılamayan çeşitli karakteristikleri, özellikle yapılar üzerindeki etkisi tepki spektrumlarında açıkça görülür. Fourier spektrumu, deprem dalgasının kendi frekans özelliklerini ifade eder ve yapı kavramı ile ilişkisi yoktur. Buna karşılık tepki spektrumu, belli bir deprem dalgasının, tek dereceli serbestlikli (TDS) sistemi ile ifade edilen yapıların maruz kalacağı en büyük etkiyi ifade etmektedir. İvme, hız ve yerdeğiştirme tepki spektrumlarının hepsine birden genel bir terim olarak “tepki (response) spektrumu” denir.

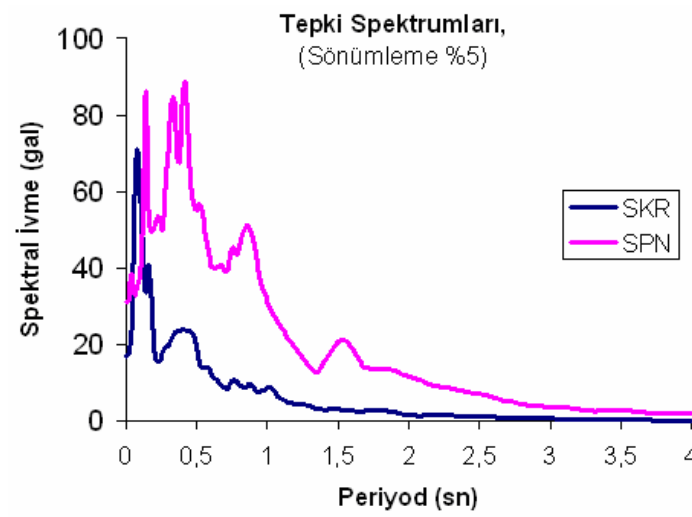
Yer Hareketi Parametreleri

□ Frekans parametreleri

▪ Tepki spektrumu

- Tek serbestlik dereceli bir sistemin max. tepkisi, periyot ve sönüm oranının bir fonksiyonu olarak belirli bir yer hareketine neden olmaktadır.
- Yer hareketleri, tek serbestlik dereceli sistem tarafından “süzgeçlenmektedir”





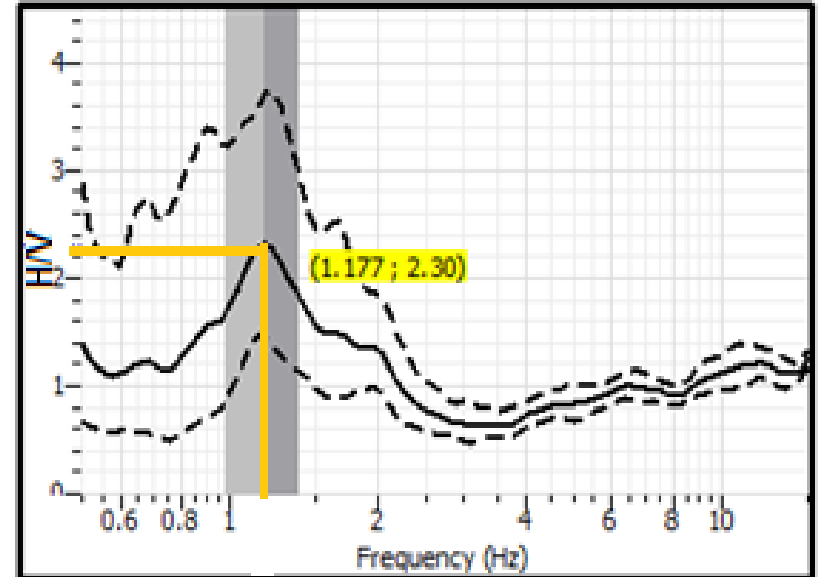
İvme tepki spektrumu, yapılara etkiyen kuvveti, yani zeminden yapıya deprem kuvvetini verir. Mühendislik yapısının doğal periyoduyla sönüm oranına göre, ivme tepki spektrumundan okunan maksimum tepki değeri, yapıya etkiyen mutlak ivme değeri olup, bununla yapının m kütlesi çarpılırsa deprem esnasında yapıda oluşan maksimum kesme kuvveti elde edilir.

Mühendislik uygulamalarında deprem kuvvetlerini tanımlamak için en çok kullanılan yaklaşım ivme kayıtlarından ivme, hız ve yer değiştirme tepki spektrumlarının hesaplanmasıdır. Hız tepki spektrumu, depremde hareketle oluşan enerjinin bir kısmı yapılar tarafından absorbe edilir. Bu spektrum, yapılara geçen maksimum enerjiyi verir. Yer değiştirme tepki spektrumu ise, yer değiştirmenin veya şekil değiştirmenin büyüklüğünü göstermekte olup yapı içindeki gerilmelerle ilişkilidir (Ohsaki, 1976). Tepki spektrumları sayesinde depremin özellikleri ile yapının özellikleri birbirinden ayrılabilmiştir. Değişkenleri bilinen bir yapının, tepki spektrumu bilinen bir depremde maruz kalacağı en büyük deprem kuvvetinin hesaplanabilmesi imkan dahilinde olmuştur (İpek, 1987).

Spektral parametreler

Baskın periyod: Bir yer hareketinin frekans içeriğini temsil eden kullanışlı tek parametre baskın periyodudur (T_p). Baskın periyod, Fourier genlik spektrumunda en büyük değere karşılık gelen titreşim periyodu olarak tanımlanmaktadır. Fourier genlik spektrumunda istenmeyen pik etkisinden kaçınmak için baskın periyod genellikle düzleştirilmiş spektrumdan elde edilmektedir. Frekans içeriği konusunda baskın periyod bazı bilgiler sağlarken, farklı frekans içeriğine sahip hareketlerin aynı baskın periyoda sahip olabileceğini de unutmamak gerekir. Mesafeye bağlı olarak frekans içeriğinin değişiminin bir özelliği Fourier genlik spektrumunun maksimum değerinin düşük frekanslara (uzun periyodlara) kaymasıdır. Bunun sonucunda, artan uzaklıkla birlikte baskın periyod da büyür (Kramer, 1996).

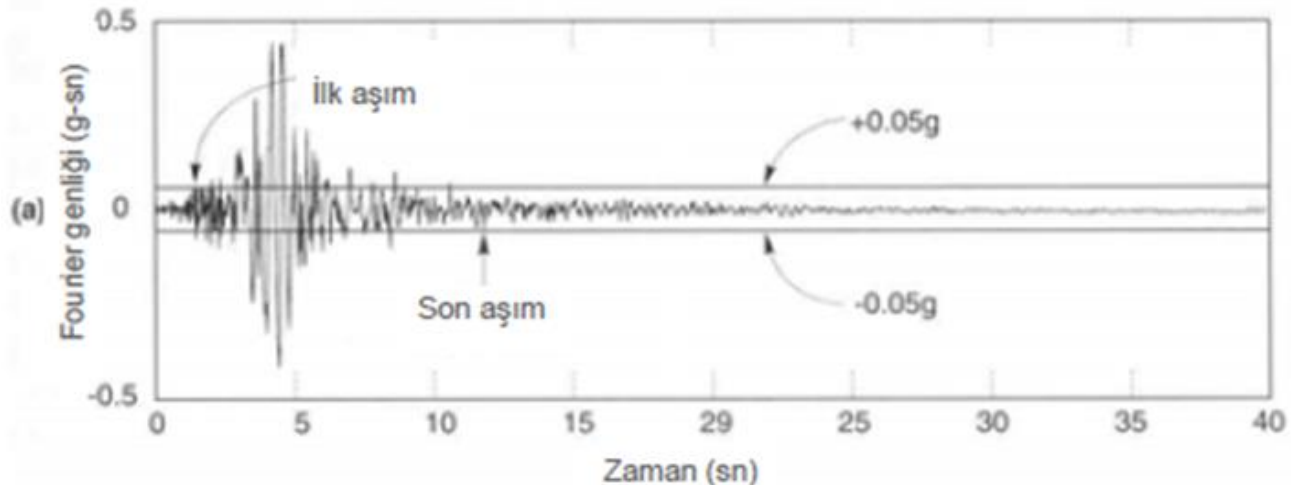
Bant genişliği: Fourier genlik spektrumunun en büyük değeri baskın periyodu belirlemede kullanılabilir, ancak spektral genliklerin baskın periyod etrafından nasıl saçıldıklarına ilişkin bilgi vermez. Bant genişliği, genellikle Fourier spektrumunun maksimum genliğinin $1/2$ ile çarpılmasıyla elde edilir.



3. Kuvvetli hareketin süresi

Bir deprem anında kuvvetli sarsıntının süresi, yapısal hasar üzerinde ve mühendislik yapı problemlerinde önemli rol oynamaktadır. Genliği yüksek fakat kısa süreli bir hareket, yapılarda yıkıcı düzeyde tepkilerin birikmesine yol açabilecek yeterlilikte yük çevrilmeleri oluşturmaz. Ancak, genliği orta düzeyde, fakat uzun süreli bir hareket, yeterli miktarda yük çevrilmeleri oluşturarak, önemli derecede hasara neden olabilir.

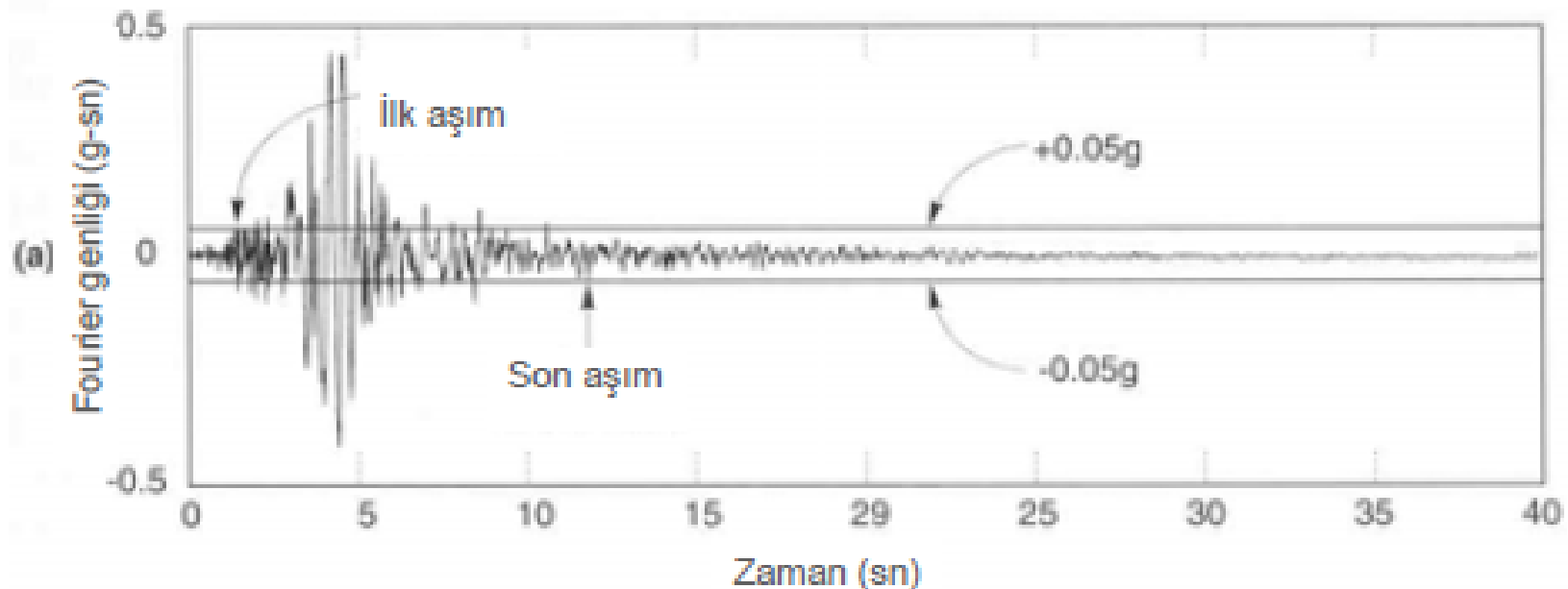
Kuvvetli yer hareketinin süresi genellikle depremin büyüklüğü ile artmakla beraber odak uzaklığı (Dobry, 1978), sarsıntının şiddeti ve jeolojik koşulların etkisi ile artış göstermektedir (Trifunac, 1976). Yer hareketinin etki süresinin artması, yapılarda hasar birikmesine neden olur ve dolayısıyla yer hareketinin şiddetini ifade eden diğer bir parametredir. Kuvvetli hareketin süresi ile ilgili mühendislik literatüründe basit hesaplamalarla değişik yaklaşımlar vardır. Birinci tanımlama, genellikle ivme kaydı üzerinde 50 gal (0.05 g) ve daha büyük değerler için, ilk ve son pik ivme değerleri arasındaki zaman aralığı olarak tanımlanır (Page vd., 1975).



Yer Hareketi Parametreleri

□ Süre

- Deprem zararının etkisi
 - Katılık ve dayanımın azalımı
 - Gözenek suyu basıncının gelişimi (sıvılaşma)
- Sürenin büyüklük ile artması
 - $M=5.0$: Süre=4/8 sn (katı zeminler/yumuşak zeminler)
 - $M=8.5$: Süre=40/80 sn (katı zeminler/yumuşak zeminler)



Diğer tanımlama ise, maksimum ivmenin karesinin integralinden elde edilen kümülatif enerjiyi temel alır; toplam enerjinin tavsiye edilen oranda birikmesi için gereken zaman aralığı olup, yer hareketinin bir yer partikülü üzerinde yaptığı toplam işin (Arias şiddeti) %5'den %95'e (Husid ve diğ., 1969) veya %90'a (Trifunac ve Brady, 1975) kadar arttığı süre, “etkili süre” diye adlandırılmaktadır. Arias şiddeti (I_A) (Arias, 1970),

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} a^2(t) dt$$

bağıntısıyla tanımlanmaktadır. Burada a = ivme, g = yer çekimi ivmesi, t = zaman ve t_f = toplam kayıt uzunluğudur.

Yer Hareketi Parametreleri

□ Azalım

- Azalım ilişkileri
 - Veri tabanı oluşturulması
 - Azalım bağıntısının seçimi
 - Regresyon analizinin uygulanması
 - Belirsizliğin değerlendirilmesi

Azalım İlişkileri Metodolojisi

Azalım ilişkileri; depremin büyüklüğü, uzaklık, kaynak mekanizması ve yerel zemin koşullarına bağlı olarak kuvvetli yer hareketinin farklı parametrelerinin medyan ve standart sapmalarını veren, log-normal dağılıma sahip olduğu kabul edilen ampirik bir tanımlamadır (Ansal vd., 2004). Kuvvetli yer hareketinin; genliği, süresi, frekans içeriğinin değişimi genellikle kaynak mekanizması, kaynak uzaklığı, yayılım hattı jeolojisi, topografya ve yerel zemin koşullarının bir fonksiyonudur. Deprem dalgaları yayılım hattı boyunca;

- ortamdaki anizotropi ve heterojen yapı,
- azalım faktörleri (geometrik azalım, yutulma – absorbsiyon ve saçılma),
- yansıma, kırılma, dalga tipi dönüşümü ve
- dalga girişimleri nedenleri ile değişikliğe uğrarlar.

Bir bölgede herhangi bir büyüklükte oluşan bir depremin, belirli bir uzaklıktaki kuvvetli yer hareketinin belirlenmesi, deprem tehlike çalışmaları için temel oluşturur. Depreme dayanaklı yapı ve tesislerin uygun şekilde tasarlanması için bunların maruz kalacakları yer sarsıntısı düzeyinin hesaplanması gerekir. Sarsıntının düzeyi en uygun şekilde yer hareketi karakteristikleri cinsinden tanımlandığından, yer hareketi parametrelerini hesaplama yöntemlerine gerek duyulur.

Farklı kaynak ve farklı zemin koşullarından alınan depremlerin ivme değerlerinin kullanılmasıyla deneysel bağıntılar oluşturularak bir bölge için en büyük yer hareketinin değeri tahmin edilebilir.

Sismik tehlikenin belirlenmesi, kuvvetli yer hareketi yayılımını ve değişimini depremin büyüklüğü ile kaynak ve incelenen saha arasındaki mesafenin fonksiyonu olarak tanımlayabilecek, uygun kuvvetli yer hareketi azalım ilişkilerini gerektirmektedir.

Azalım ilişkilerinin geliştirilmesi tekniği

Yer hareketi tahmini ya da azalım modelleri, zemin hareketi parametrelerinin özelliklerinin odak noktasından ya da sismik kaynağın seçilen bir noktasından uzaklaştıkça nasıl değişeceğini gösteren denklemlerdir.

Bu denklemler genellikle M magnitüdündeki bir depremin, R uzaklığındaki inşaat sahasında yaratacağı en büyük zemin hareketi parametresinin değerini veren bir fonksiyon şeklindedir. Uzaklık olarak, merkez üssü odak ya da sismik kaynak üzerindeki bir noktadan ölçülen mesafeler alınmaktadır. Ayrıca inceleme bölgesinin 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):

$$Y = N_y f (M, R, SP_i)$$

$$Y = N_y f (M, R, SP_i)$$

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 inceleme bölgesine 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.

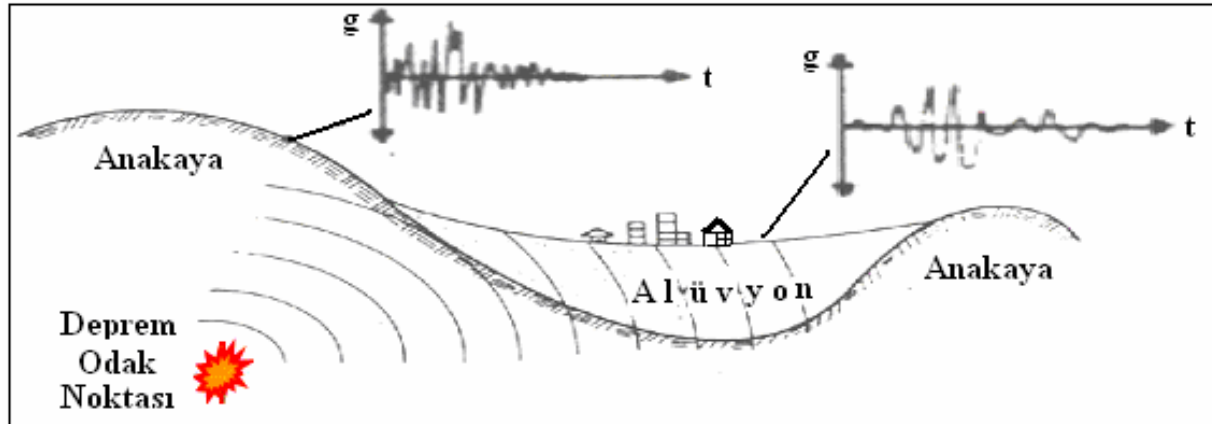
Yer hareketi tahmin ilişkisi genellikle en küçük kareler yönteminin gözlemsel kuvvetli hareket verisine uygulanması ile elde edilen bir eğri şeklindedir. Zaman içinde daha fazla gözlemsel veri toplandıkça bu eğriler güncellenmektedirler. Literatürdeki çoğu azalım ilişkilerinin her 3 ile 5 yılda bir veya iyi bir ölçüm şebekesine sahip bölgelerde büyük depremlerin oluşumundan kısa bir zaman sonra güncelleştirildiğini görmekteyiz.

Azalım ilişkilerinin fonksiyonel şekli, genellikle yer hareketi sürecinin mekaniğini olabildiğince iyi bir şekilde yansıtacak biçimde seçilmektedir. Bu yaklaşım sayesinde ampirik katsayıların sayısı azaltılmakta ve azalım ilişkilerinin veri tabanında kötü bir şekilde temsil edilmiş magnitüd ve mesafe gibi şartlara uygulanması daha büyük bir güvenle yapılmaktadır. Azalım ilişkilerinin en çok karşılaşılan şekilleri aşağıdaki gözlemlere dayanmaktadır (Kramer,1996; Beyaz, 2004):

1. Kuvvetli yer hareketi (KYH) parametrelerinin pik değerleri yaklaşık olarak lognormal dağılım gösterir (yani, parametrelerin logaritması yaklaşık olarak normal dağılım gösterir). Sonuçta; regresyon analizi, Y 'nin kendisi üzerinde değil de logaritması üzerinde yapılır (Chiaruttini ve Siro 1981, McCue vd., 1988; Theodulidis ve Papazachos, 1992; Sadigh vd., 1993). Fakat, bazı araştırmacılar KYH parametrelerinin ln-normal dağılıma uyduğunu kabul etmektedir (Campbell ve Bozorgnia, 2003).

2. Deprem magnitudü tipik olarak belirli bir pik hareket parametresinin logaritması olarak tanımlanır. Buna göre; $\log Y$ ile magnitud (M) arasında pozitif ve doğru orantılı bir ilişki olmalıdır (Ambraseys ve Simpson, 1996). Ancak, Youngs vd. (1988), Campbell (1989) ve Crouse (1991) gibi bazı araştırmacılara göre bu ilişki, $\ln Y$ ile M arasındadır.
3. Gerilme dalgalarının deprem kaynağından dışarı doğru uzaklaşırken yayılmaları, cisim dalgası (P - ve S -dalgaları) genliklerinin $1/R$ (R : mesafe) ye göre azalmasına ve yüzey dalgası (başlıca Rayleigh dalgası) genliklerinin de $1/\sqrt{R}$ ye göre azalmasına neden olmaktadır (Bolt ve Abrahamson 1982).
4. Fay yırtılmasının büyüklüğü deprem büyüklüğü ile birlikte artar. Sonuçta, bir proje ortamında kuvvetli hareket üreten dalgaların bir kısmı R mesafesinden gelirken bir kısmı da daha büyük uzaklıklardan gelir. Bu nedenle, etkin uzaklık R' den daha büyüktür ve aradaki oran artan deprem büyüklüğü ile paraleldir.

5. Gerilme dalgalarıyla taşınan deprem enerjisinin bir kısmı deprem dış merkezinden itibaren kat ettiği yol üzerinde karşılaştığı malzemelerce soğurulmaktadır (cisim/ortam sönümlemesi). Bu cisim sönümlemesi yer hareketi genliklerinin mesafe (R)'ye göre üssel olarak azalmasına etki eder.
6. Yer hareketi parametreleri (sözgelimi doğrultu atımlı, normal veya ters faylanma gibi) kaynak karakteristikleri (Youngs vd., 1997; Sadigh vd., 1993; Ambraseys ve Douglas, 2000) ile (sert kaya, yumuşak kaya, alüvyon vb. gibi) proje sahası özelliklerinden etkilenebilir (Dahle vd., 1995; Ambraseys vd., 1996; Sadigh ve Egan, 1998; Zaré vd., 1999).



Yukarıda verilen gözlemlerin birleştirilmesi ile tipik bir azalım ilişkisi modeli oluşturulabilir. Ancak, herhangi bir azalım ilişkisi kullanılırken M ve R gibi parametrelerin nasıl tanımlandığını bilmek ve bunları uygun bir şekilde kullanmak çok önemlidir.

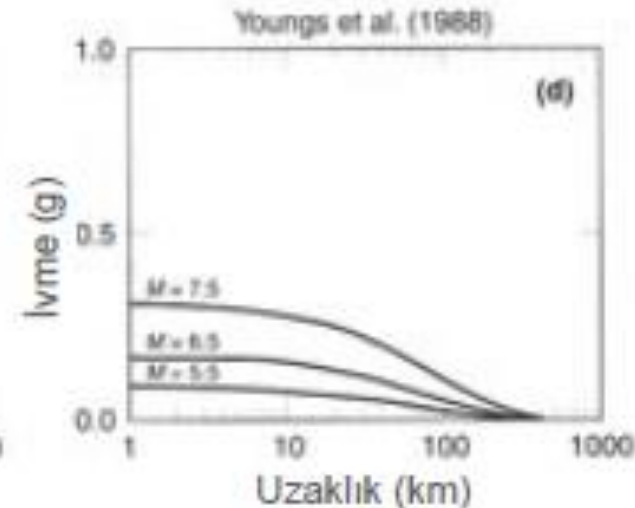
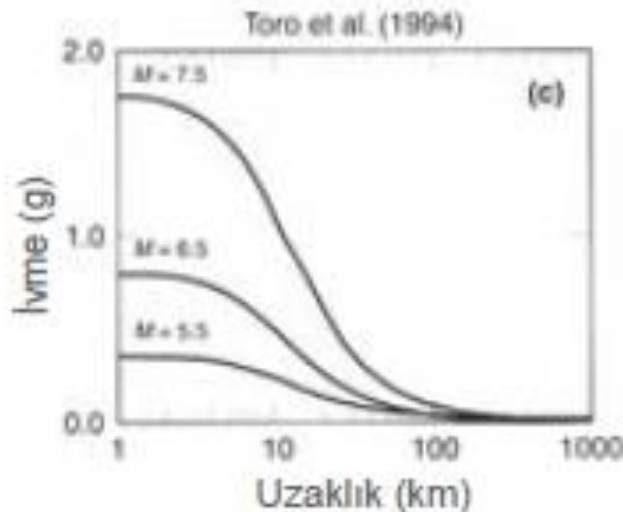
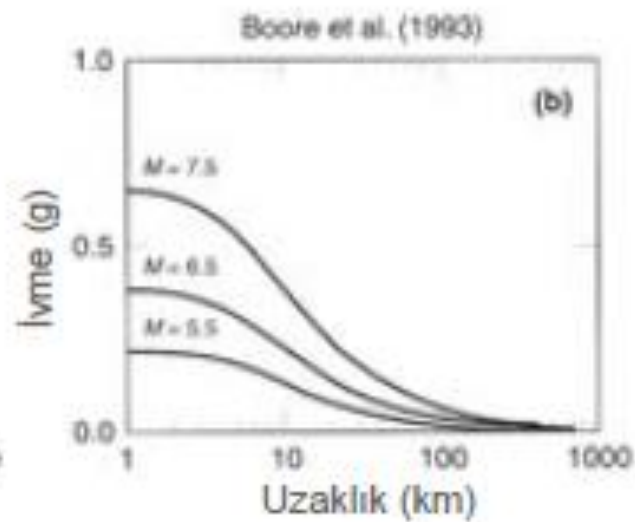
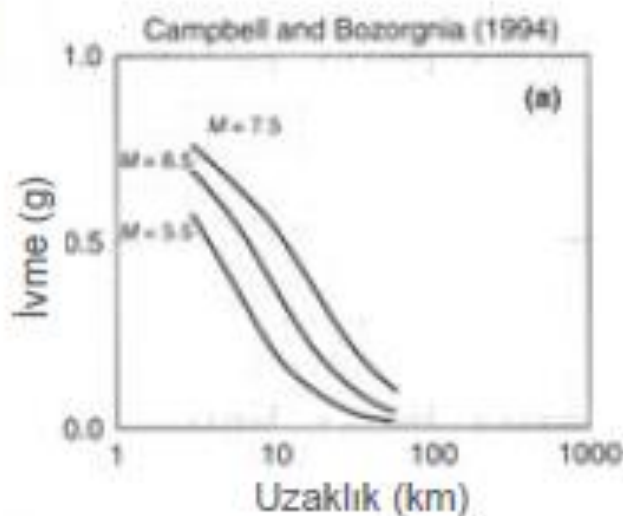
Farklı azalım ilişkilerinin genellikle farklı veri gruplarından elde edildiğini unutmamak gerekir. Dünya genelinde yapılan çalışmalarda depremin kaynak mekanizması ve sığ yer yapısındaki heterojen yapı fazla dikkate alınmaz. Bu yüzden farklı ülkelerin farklı bölgeleri için, bu çalışmaların iyi sonuç vermesi beklenemez.

Yer hareketi parametrelerini uygun bir şekilde kestirebilmek için, onunla ilişkili şartlar ile tutarlı verilere dayalı bir tahmini hesaplama bağıntısı geliştirilmelidir. Bu bağıntının geliştirilmesi genellikle en küçük kareler yöntemine dayalı çoklu regresyon analizleri yoluyla yapılmaktadır.

Yer Hareketi Parametreleri

□ Azalım

■ Örnekler:



Yer Hareketi Parametreleri

□ Azalım ilişkileri:

$$Y=f(M,R,P_i)$$

- Y : İlgili yer hareketi parametresi
- M : Depremin büyüklüğü
- R : Kaynaktan belirli bir bölgeye olan uzaklık
- P_i : Diğer parametreler (deprem kaynağı, yersel koşullar, dalga yayılım yolu...)

Yer Hareketi Parametreleri

□ Azalım ilişkileri:

- Azalım ilişkisi bağıntısı:

$$\underbrace{\ln Y}_1 = \underbrace{C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4}}_2 + \underbrace{C_5 \ln(R + C_6 \exp(C_7 M))}_3 + \underbrace{C_8 R}_5 + \underbrace{f(source) + f(site)}_6, \sigma_{\ln Y} = C_9$$

1. Yer hareketi parametrelerin çoğu logaritmik dağılım gösterir
2. M , bazı pik hareketi parametrelerinin logaritması olarak tanımlanır, $\ln(Y) \sim M$
3. Dalga genlikleri uzaklıkla azalır (geometrik azalım)
4. Yırtılma kuşağının alanı, R ve M' ye bağlıdır
5. Malzeme sönümü, R ile üstel (eksponansiyel) olarak azalır
6. Kaynak (eğim ya da doğrultu atımlı) ve/veya yersel özellikler

Yer Hareketi Parametreleri

□ Azalım ilişkileri

▪ Genel parametreler

- Genlik parametreleri
 - Pik ivmesi
 - Pik hızı
- Frekans parametreleri
- Süre

• Pik ivmesine örnek:

- Campell, büyüklükleri 5.0 -7.7 arasında değişen depremler için, faydan 50 km uzaklık içerisinde kalan bölgelerde ortalama *PHA* için bir azalım ilişkisi geliştirmek amacıyla dünya ölçeğindeki tüm verileri kullandı.

$$\ln(PHA) = -4.141 + 0.868M - 1.09 \ln[R + 0.606 \exp(0.7M)] \quad \sigma_{\ln PHA} = 0.37$$

Ülkemiz araştırmacıları tarafından geliştirilen ve Türkiye'ye özel azalım ilişkileri

Azalım İlişkileri	σ	Araştırmacı(lar)
$\text{LogPGA} = 0.65M - 0.9\log R - 0.44$	**	İnan vd (1996)
$\text{PGA} = 2.8(e^{0.9MS} e^{-0.025R} - 1)$	**	Aydan vd. (1996)
$\ln Y = -0.682 + 0.258(M_W - 6) + 0.036(M_W - 6)^2 - 0.562\ln(r) - 0.297\ln(V_S/V_A)$ $r = \sqrt{r_d^2 + h^2} \quad V_A = 1381 \text{ ve } h = 4.48$	0.562	Gülkan ve Kalkan (2002)
$\log(Y_{ij}) = a + b(M_{Wi} - 6) + c(M_{Wi} - 6)^2 + d \log(\sqrt{R_{ij}^2 + h^2}) + eG_1 + fG_2$	***	Özbey vd. (2003)
$\text{LogA} = -0.753 + 0.737M_D - \text{Log}(R + 0.001868 * 10^{0.35M_D}) - 0.001047R$		Ulutaş vd. (2003)
$\text{PGA} = 2.18e^{0.00218(33.5M_W - R + 1.8427SA + 18.9282SB)}$	0.63	Ulusay vd. (2004)
$\ln Y = 0.393 + 0.576(M_W - 6) - 0.107(M_W - 6)^2 - 0.899\ln(r) - 0.200\ln(V_S/V_A)$ $r = \sqrt{r_d^2 + h^2} \quad V_A = 1112 \text{ ve } h = 6.91$	0.612	Kalkan ve Gülkan (2004)
$\log A = 2.08 + (0.0254M_W^2) - 1.001 \log(R+1)$	0.712	Beyaz (2004)

σ : Standart sapma

** : Belirtilmemiş

*** : Spektral ivmelerin %5 sönüm oranı için, farklı periyot değerlerle değişen katsayılar önerildiğinden σ değişmektedir.

$$\text{LogPGA} = 0.65M - 0.9\log R - 0.44$$

İnan ve diğerleri (1996)

PGA: en büyük yer ivmesi (cm/sn²),

R: episantır mesafesi (km),

M: depremin büyüklüğü

$$\text{PGA} = 2.8(e^{0.9M_S} e^{-0.025R} - 1)$$

Aydan ve diğerleri (1996)

PGA: en büyük yer ivmesi (g),

R: episantır mesafesi (km),

M_S: depremin yüzey dalgası büyüklüğü

$$\ln Y = -0.682 + 0.258(M_W - 6) + 0.036(M_W - 6)^2 - 0.562 \ln(r) - 0.297 \ln(V_S/V_A)$$

$$r = \sqrt{r_{cl}^2 + h^2}$$

Gülkan ve Kalkan (2002)

Y: en büyük yatay yer ivmesi (cm/sn²),

r_{cl}: yüzey kırığına en yakın yatay mesafe (km),

M_W: depremin moment büyüklüğü,

h: fiktif derinlik (km),

V_S: ortalama kayma-dalgası hızı (m/sn) ve

V_A: fiktif (görünür) hız (m/sn) dır.

$$\log(Y_{ij}) = a + b(M_{wi} - 6) + c(M_{wi} - 6)^2 + d \log(\sqrt{R_{ij}^2 + h^2}) + eG_1 + fG_2$$

Özbey ve diğerleri (2003)

Y_{ij} : yer hareketi parametresi (PGA, SA) cm/sn² cinsinden en büyük yatay yer ivmesinin iki bileşeninin geometrik ortalaması,

M_{wi} : i'nci depremin moment magnitüdü,

R_{ij} : j'nci kaydın i'nci depremin yol açtığı kırığın izdüşümüne en yakın mesafesi,

$a = 3,287$; $b = 0,503$; $c = -0,079$; $d = -1,1177$; $e = 0,141$; $f = 0,331$; $h = 14,82$

Zemin parametresi olarak;

kaya (A ve B grubu) için, $G_1 = 0$ ve $G_2 = 0$;

zemin (C grubu) için, $G_1 = 1$ ve $G_2 = 0$ ve

yumuşak zemin (D grubu) için, $G_1 = 0$ ve $G_2 = 1$ değerleri kullanılmaktadır.

$$\text{Log}A = -0.753 + 0,737M_D - \text{Log}(R + 0.001868 \cdot 10^{0.5M_D}) - 0.001047R$$

Ulutaş ve diğerleri (2003)

A: en büyük yatay yer ivmesi (cm/sn²), R: episantr mesafesi (km),
M_D: depremin süreye bağlı büyüklüğü,

$$\text{PGA} = 2.18e^{0.0218 (33.3M_w - R_{\text{epi}} + 7.8427S_A + 18.9282S_B)}$$

Ulusay ve diğerleri (2004)

PGA: en büyük yatay yer ivmesi (cm/sn²),

R_{epi}: episantr mesafesi (km),

M_w: depremin moment büyüklüğü,

Zemin parametresi olarak;

kaya için, S_A = 0 ve S_B = 0; zemin için, S_A = 1 ve S_B = 0 ve yumuşak zemin için, S_A = 0 ve S_B = 1 degerleri kullanmaktadır.

$$\ln Y = 0.393 + 0.576(M_w - 6) - 0.107(M_w - 6)^2 - 0.899 \ln(r) - 0.200 \ln(V_s/V_A)$$

Kalkan ve Gülkan (2004)

$$\log A = 2,08 + (0.0254 M_w^2) - 1.001 \log(R+1)$$

Beyaz (2004)

A: en büyük yatay yer ivmesi (cm/sn²),

R: episantr mesafesi (km),

M_w: depremin moment büyüklüğü,

Sismik tehlike analizi

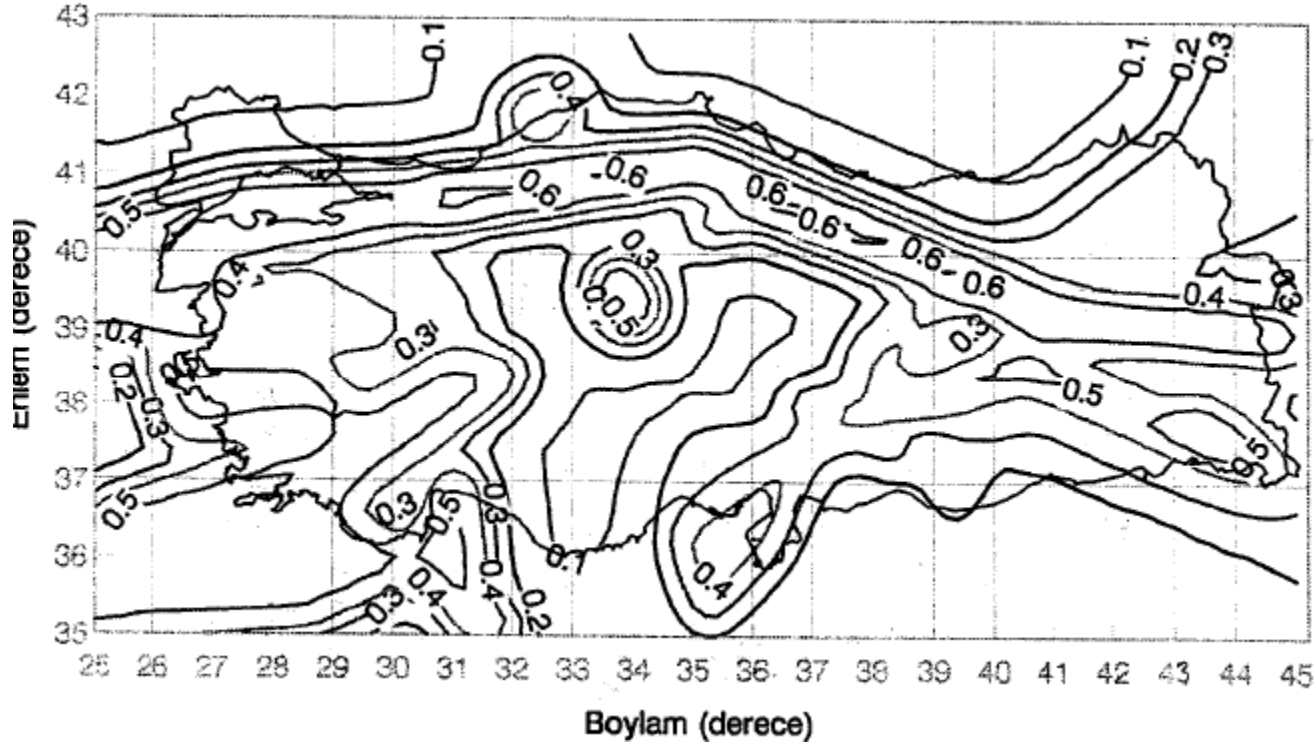
Sismik tehlike analizinde amaç, eskiden olmuş deprem olaylarına ait eldeki verileri, jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer bilgilerle sistematik bir şekilde birleştirerek, bölgede ileride beklenebilecek sismik etkinlik için belirli olasılık değerlerini saptayabilmektir. Sismik tehlike analizinin sonucu, genellikle bölgedeki belirli bir zemin hareketi parametresinin veya deprem şiddetinin bir yıldaki aşılma olasılığını (veya ortalama tekerrür süresini) gösteren bir eğri şeklindedir.

Sismik tehlike analiziyle deprem tehlikesinin niceliksel olarak ve deprem mühendisliğinde kolayca kullanılabilecek parametreler cinsinden ortaya konulması, mühendislik yapılarının sismik yükler açısından projelendirilmeleri ile ilgili kararların rasyonel bir şekilde verilmesine olanak sağlamaktadır.

Nükleer güç santralleri, barajlar, hastaneler, köprüler ve yüksek binalar gibi bir deprem sırasında hasar görmeleri büyük kayıplara ve felaketlere yol açabilecek önemli mühendislik yapıları için dikkatli ve ayrıntılı bir sismik tehlike analizi gereklidir. Buna karşın, olağan yapıların her biri için ayrıntılı bir sismik tehlike analizinin yapılması pratik olmayacaktır. Onun yerine, bu yapıların projelendirilmesinde kullanılmak üzere bölgesel sismik tehlike haritaları oluşturulabilir.

Bir bölge için, o bölgeyi tarayan bir ağın düğüm noktalarında yapılan ayrıntılı sismik tehlike çalışmaları sonucunda, değişik zaman süreleri ve değişik olasılık düzeylerine ilişkin bir zemin hareketi parametresinin eş değerlerini gösteren eğriler elde edilir. Örneğin, eğer zemin hareketi parametresi olarak ivme seçilirse, belirli bir süre ve aşma olasılığına karşı gelen bu eğrilere eş-ivme haritaları denilmektedir. Bu tür haritalar olağan yapıların projelendirilmesinde, sismik yüklerin saptanmasına yardımcı olacaklardır.

Türkiye çapında gerçekleştirilen böyle bir çalışma sonucunda, ülkemizde halen geçerli olan Deprem Bölgeleri Haritasının oluşturulmasına esas teşkil eden sismik tehlike haritaları elde edilmiştir. 475 yıllık tekrarlanma süresi (50 yılda 0.10 aşılma olasılığı) için elde edilen eş-ivme haritası şekilde gösterilmiştir.



Türkiye için 475 yıllık (50 yılda aşılma olasılığı 0.10) eş-ivme konturları (Gülkan vd.)

Sismik Tehlike Analizi - Giriş

□ Sismik Tehlike Analizi (STA)

- Giriş
- Deprem kaynaklarının belirlenmesi ve değerlendirilmesi
- Tanımsal STA
- Olasılıksal STA

❑ Sismik Tehlike Analizi (STA):

- Belirli bir yerdeki yer-salınım tehlikelerinin kestirimi

❑ İki temel yaklaşım

▪ Tanımsal (TSTA)

- Tek bir “senaryo” varsayımı
 - Tek bir büyüklük seçimi, M
 - Tek bir uzaklık seçimi, R
 - M , R ’den kaynaklanan etkilerin varsayımı →

Yer hareketi
parametreleri

▪ Olasılıksal (OSTA)

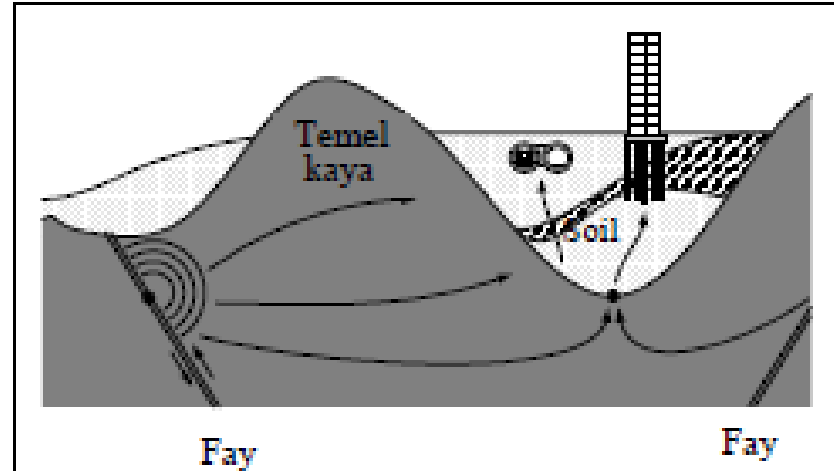
- Birçok “senaryo” varsayımı
 - Bütün büyükler
 - Bütün uzaklıklar
 - Bütün etkiler →

Yer hareketi
parametreleri

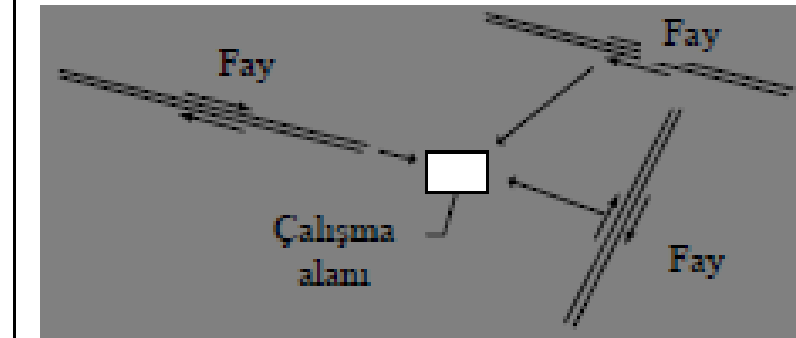
□ Sismik Tehlike Analizi (STA)

- Amaç: Bir yapı veya binanın deprem dayanımlı tasarımı
- Problem: Bir çalışma alanı için deprem tasarım parametrelerinin kestirimi (Örn. PHA)

Düşey kesit



Yatay düzlem



Sismik Kaynaklar

☐ Deprem kaynakları (STA'dan önce)

- Olası bütün sismik etkinlik kaynakları belirlenmeli
- Gelecekte kuvvetli yer hareketi üretecek potansiyelin saptanması.

☐ Kaynak için kanıtlar

- Aletsel sismik kayıtlar (doğrudan)
- Jeolojik kanıtlar (-)
- Tarihsel kanıtlar (-)

Sismik Kaynaklar

❑ Aletsel Sismik Kayıtlar

- Deprem kaynaklarının belirlenmesi ve değerlendirilmesi için elde edilebilir en iyi bilgiyi göstermektedir
- 1900 yılından beri aletsel kayıtlar var
- 1960 öncesi güvenilir değil
- Sınırlama: büyük depremler arasında kısa dönem, ortalama dönemle karşılaştırılmaktadır
- TR: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo> (KDAE)
- US: <http://earthquake.usgs.gov/> (US Geol. Survey)

Sismik Kaynaklar

□ Jeolojik Kanıtlar

- Deprem kaynaklarının jeolojik kanıtları için yapılan araştırmalar fayların belirlenmesine yöneliktir.

□ Araçlar ve teknikler:

- Hava fotoğraflarının yorumlanması
- Arazi çalışmaları
- Test sondajları
- Jeofizik araştırmalar

Sismik Kaynaklar

□ Jeolojik Kanıtlar

- Faylanmayı gösteren bazı özellikler
 - Doğrudan gözlenebilir kırılma yüzeyleri
 - Haritalanabilir göstergeler (farklı birimler)
 - Topografik göstergeler (yüzey şekilleri)
 - Jeolojik özellikler
 - Yeraltı suyundaki ani değişim
 - Kimyasal bileşim
 - Jeofiziksel göstergeler
 - Sismik dalga hızındaki değişimler
 - Sismik yansıma kesitlerindeki atım

Sismik Kaynaklar

□ Tarihsel Kanıtlar

- Deprem kaynakları tarihsel sismisite kayıtlarından belirlenebilir
 - Amerika Birleşik Devletleri – 200 yıl geri
 - Japonya & Orta Doğu – 2000 yıl geri
 - Çin – 3000 yıl geri
- Büyüklük ve dış-odak (episantr) konumunu kestirmek için kullanılır
- Deprem dönemselliklerinin belirlenmesinde kullanılır

Sismik Kaynaklar

❑ Örnek: Kaliforniya'daki aktif kaynaklar

- Kayıtlar ve jeolojik/tektonik/tarihsel kanıtlar esasına dayalı



Sismik Kaynaklar

- ❑ **Kaynakların değerlendirilmesi**
- ❑ Bir fayın önemsiz görünmesi gelecek depremlerin olasılığını işaret etmez
- ❑ Fay aktif (diri) veya pasif (ölü) olabilir
 - Aktif faylar:
 - Fay, halihazırda bir deprem tehditi gibi görünmektedir
 - Halosen'de (son 10.000 yıl) hareket ederler
 - Pasif faylar:
 - Deprem etkinliği bulunmamaktadır
- ❑ Genel bir karar yok

Sismik Tehlike Analizi

□ Sismik Tehlike Analizi:

- Belirli bir bölgedeki yer-salınım tehlikelerinin kestirimi

□ İki temel yaklaşım

▪ Tanımsal (TSTA)

- Tek bir “senaryo” varsayımı
 - Tek bir büyüklük seçimi, M
 - Tek bir uzaklık seçimi, R
 - M , R ’den kaynaklanan etkilerin varsayımı →

Yer hareketi
parametreleri

▪ Olasılıksal (OSTA)

- Birçok “senaryo” varsayımı
 - Bütün büyükler
 - Bütün uzaklıklar
 - Bütün etkiler →

Yer hareketi
parametreleri

Tanımsal Sismik Tehlike Analizinde Yaklaşımlar

Tanımsal yaklaşımlarla deprem tehlikesinin belirlenmesi çalışmalarında sırasıyla şu bulgular istenir:

- Deprem kaynak bölgelerinin (sismojenik yapıların) ya da aktif fayın/fayların tanımlanmış olması
- Bu fay üzerinde beklenen depremin büyüklüğünün belirlenmesi (örn. büyüklüğü $M=6.5$)
- Belirlenen depremin (fayın) proje sahasına olan uzaklığına bağlı olarak (örn. 10 km) sismik dalga atenüasyonunun belirlenmesi
- Senaryo depreminin inceleme alanında oluşturacağı maksimum yatay ivmenin (örn. 0.5 g) değerinin hesaplanması

Buna göre tanımsal yaklaşımla tehlike şöyle ifade edilecektir: Bir X proje alanından 10 km uzakta şu tür bir fay zonunda olacak 6.5 büyüklüğündeki bir depremin proje noktasında oluşturacağı en büyük yatay ivme şu peryotta 0.5 g değerine erişecektir.

Bu modelde gelecek yıllarda proje alanında karşılaşılabilecek yer hareketinin olasılıksal değerleri verilmez.

Tanımsal STA

- ❑ Sismik tehlike analizindeki ilk yaklaşımdır
- ❑ Nükleer güç endüstrisi uygulamalarında ortaya çıkmıştır
- ❑ Halâ bazı belirli yapılar için kullanılmaktadır
 - Nükleer güç santralleri
 - Büyük barajlar
 - Büyük köprüler
 - Zararlı atık içeren binalar

Tanımsal STA

□ Bilinen TSTA dört işlem adımından oluşur:

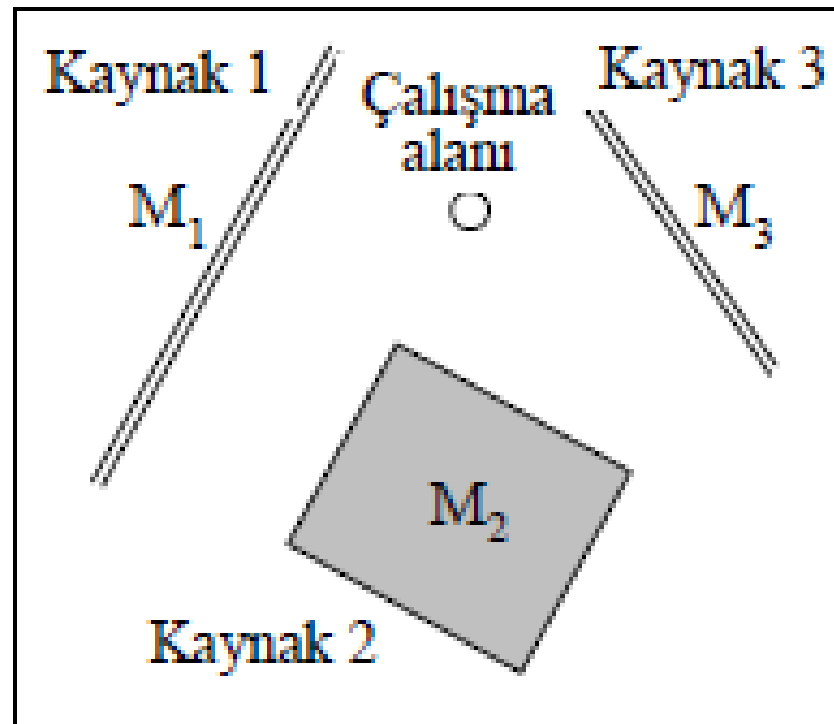
1. Tüm deprem kaynaklarının belirlenmesi ve karakterize edilmesi
2. Kaynak-çalışma alanı uzaklık parametrelerinin seçimi
3. Bölgeyi etkileyen depremlerin seçimi
4. Bölgeyi etkileyen depremlerin çalışma alanında yaratacağı yer hareketleri anlamında tehlikenin tanımı

Tanımsal STA

❑ 1. Deprem kaynakları

- Kaynaklar, çalışma alanında belirli yer hareketleri üretebilmeli.
- Kaynak tanımlaması her bir kaynak geometrisi tanımını kapsamaktadır (kaynak zonu).
 - Noktasal
 - Çizgisel
 - Düzlemsel
 - Hacimsel (3B)

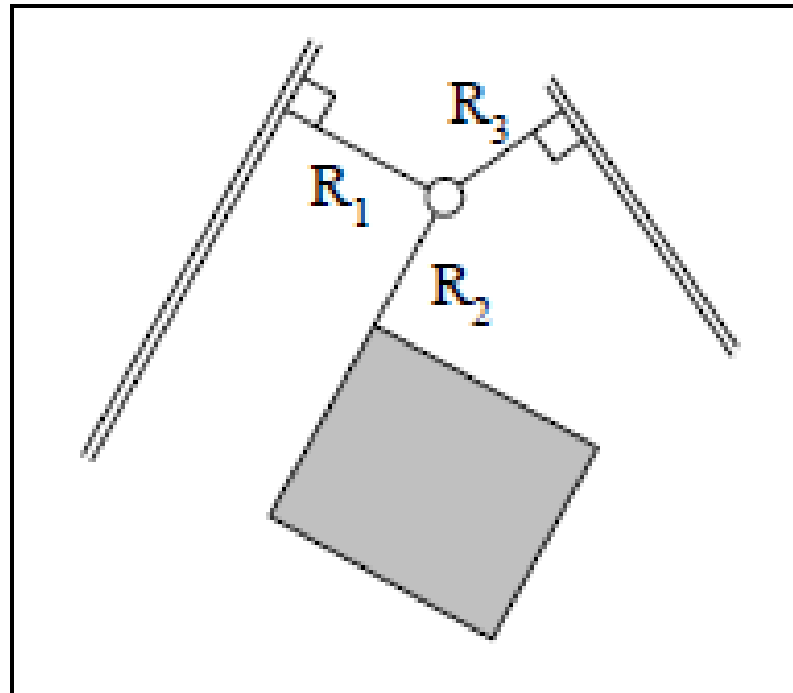
Yatay düzlem



Tanımsal STA

❑ 2. Kaynak-çalışma alanı uzaklığı

- Kaynak-çalışma alanı uzaklık parametresi genellikle kaynak zonu ile çalışma alanı arasındaki en kısa mesafedir (dış ya da iç odak uzaklığı)

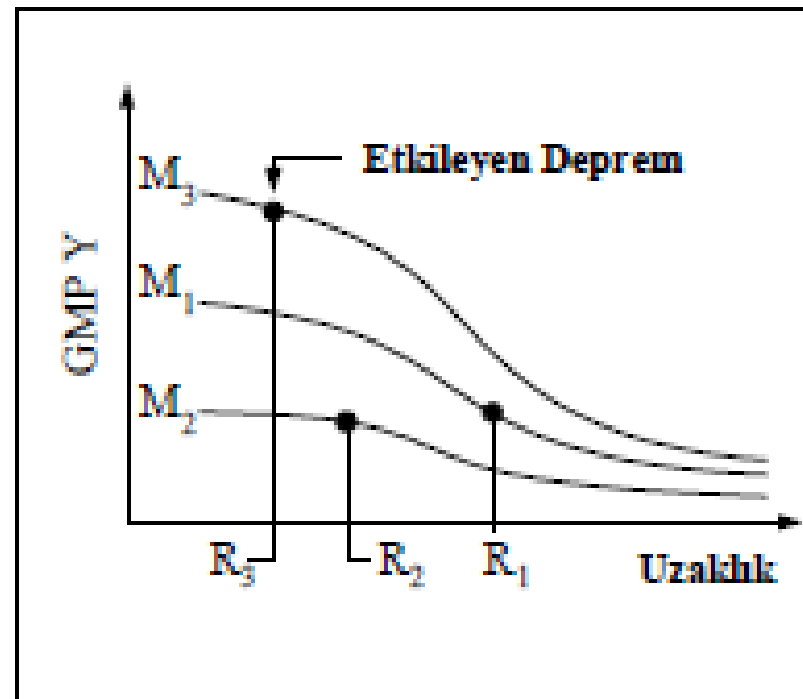


Yatay düzlem

Tanımsal STA

3. Bölgeyi etkileyen depremler

- En kuvvetli seviyede sarsıntı üretmesi beklenir
- Etkileyen depremler, GMP (Y) (yer hareketi parametresi) anlamında ifade edilir



Tanımsal STA

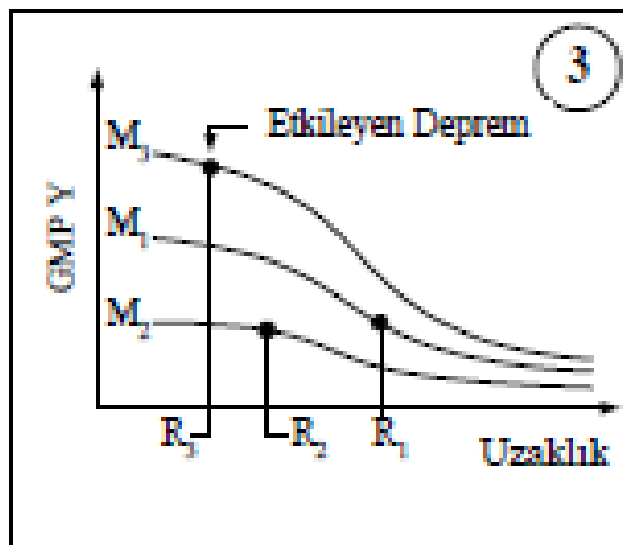
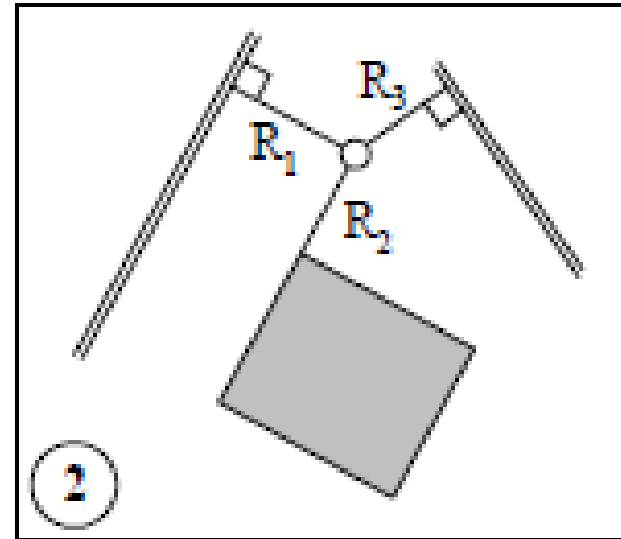
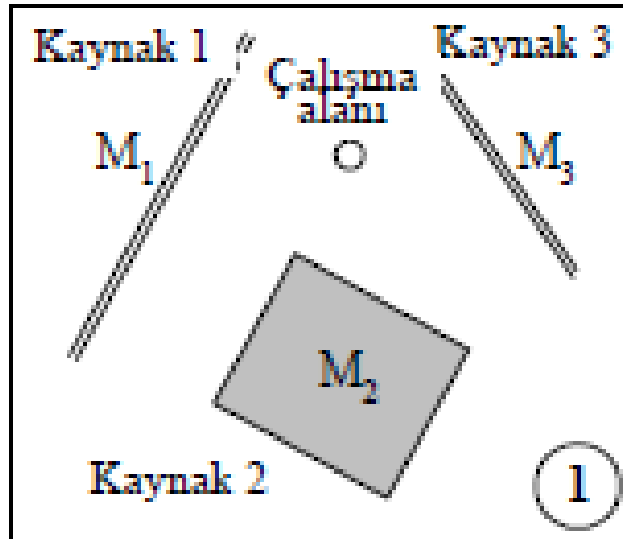
❑ 4. Denetleyen depremin tehlikesi

- Çalışma alanındaki tehlike genellikle, bölgeyi etkileyen depremler tarafından oluşturulan yer hareketleri anlamında tanımlanır
- Yer hareketleri genellikle, azalım ilişkilerinden elde edilen bir ya da daha fazla $GMP(Y)$ ile tanımlanır

$$\mathbf{Y} = \begin{Bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_N \end{Bmatrix}$$

Tanımsal STA

□ TSTA'nın dört adımı



4

$$Y = \begin{Bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_N \end{Bmatrix}$$

Tanımsal STA

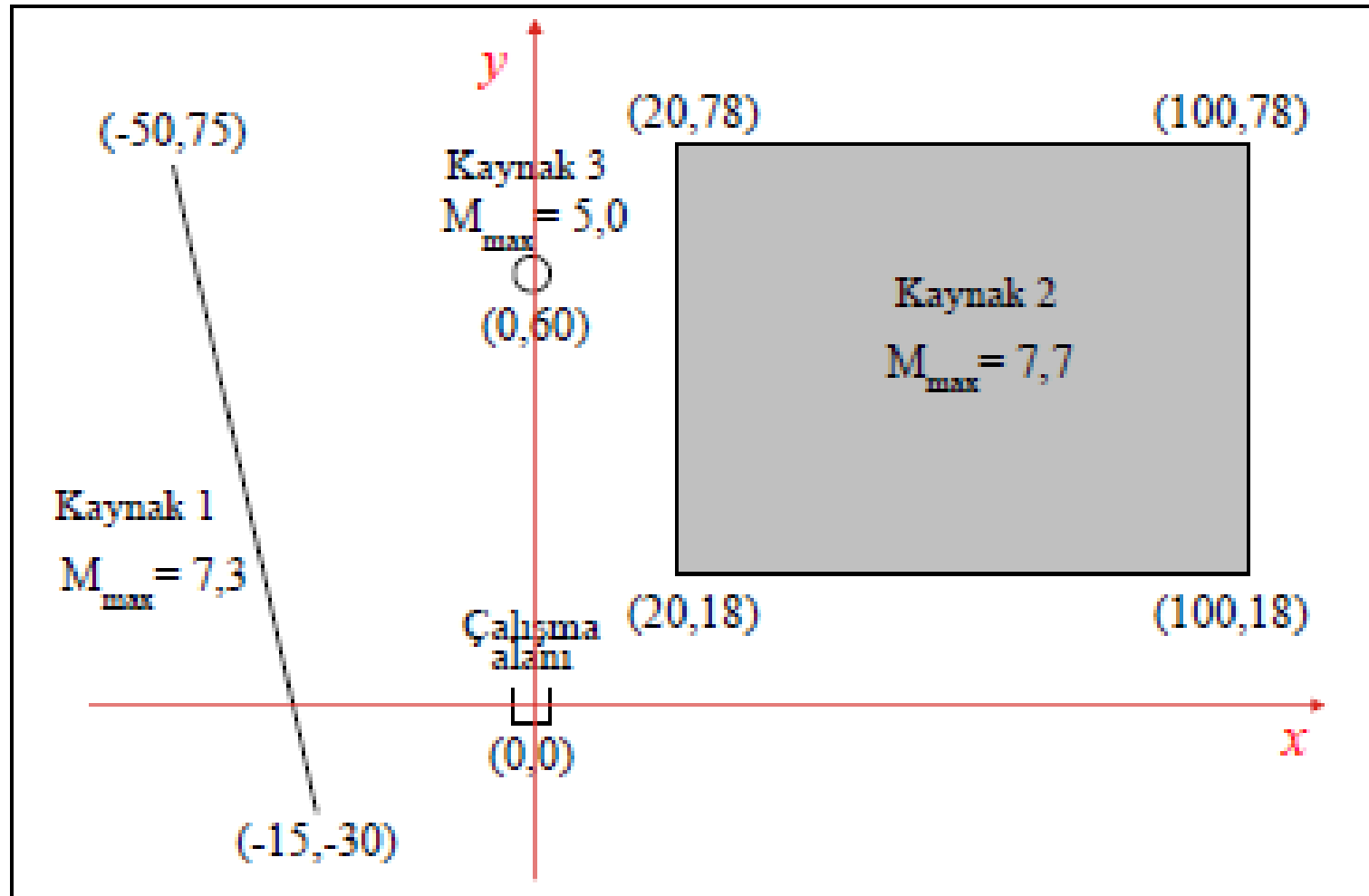
❑ Örnek bir TSTA

- ❑ Durum: Çalışma alanı bağımsız üç sismik kaynak dolayında bulunmaktadır
- ❑ Amaç: TSTA kullanılarak PHA'nın hesabı

Tanımsal STA

□ Durum

- Çalışma alanının ve kaynak zonu sınırlarının koordinatları (km)



Tanımsal STA

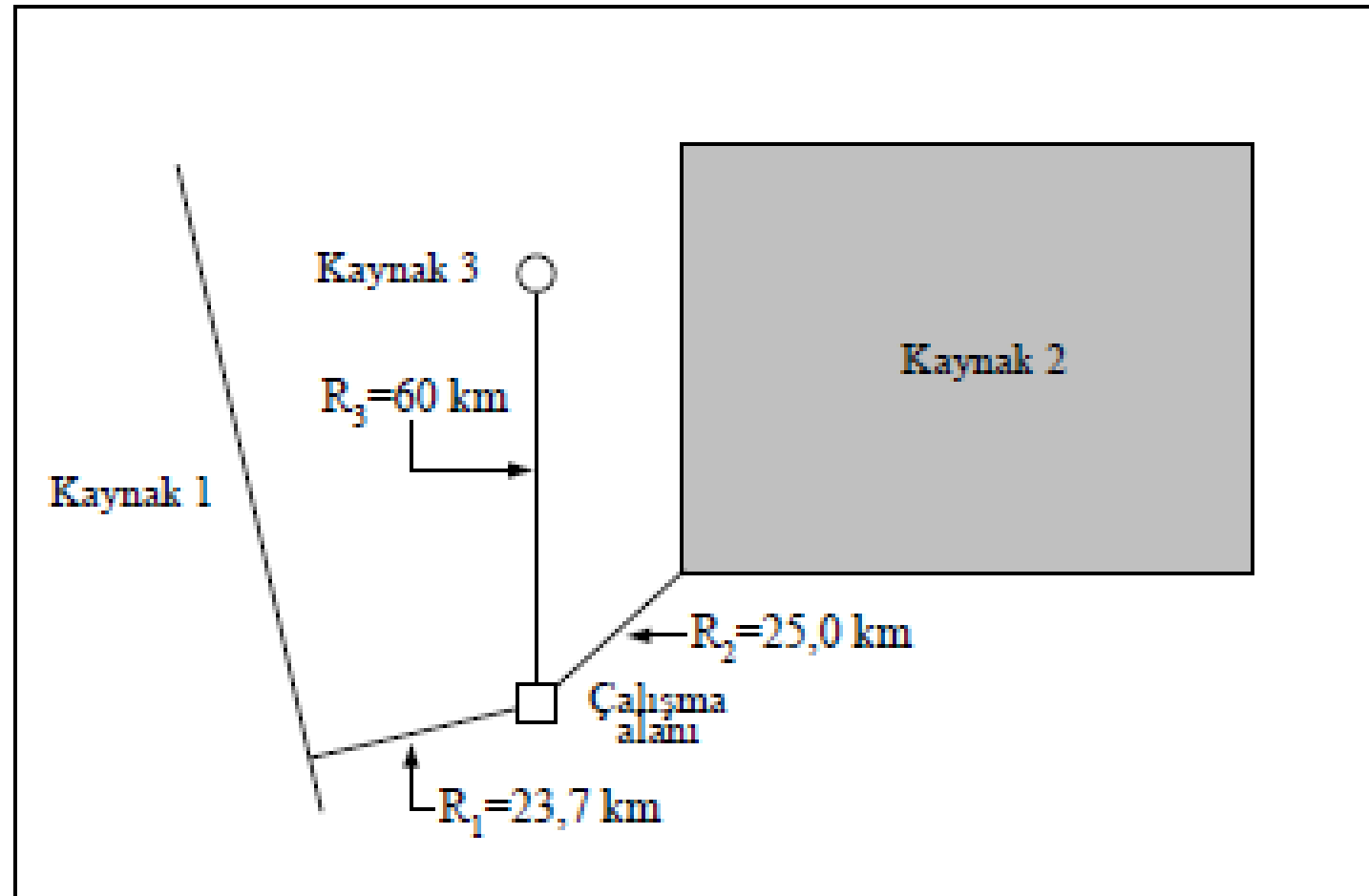
❑1. Deprem kaynakları

- Her bir kaynağın konumu, geometrisi ve en büyük büyüklük değeri verilmektedir.
- Zon 1, uzunluğu boyunca herhangi bir noktasında $M=7.3$ büyüklüğünde deprem üretebilen 111 km uzuluğunda bir doğrusal kaynak zonudur.
- Zon 2, sınırları içerisinde herhangi bir yerde $M=7.7$ büyüklüğünde deprem üretme kapasitesi olan 4800 km²'lik bir düzlemsel kaynak zonudur
- Zon 3, $M=5,0$ büyüklüğünde deprem üretebilen bir noktasal kaynaktır
- NOT: Gerçek TSTA çalışmalarında, bu son derece karmaşık ve zor bir iştir!

Tanımsal STA

2. Kaynak-çalışma alanı uzaklığı

- Çalışma alanı ile herbir kaynağın herhangi bir noktası arasındaki en kısa mesafedir.



Tanımsal STA

❑3. Bölgeyi etkileyen deprem

- ❑ Sarsıntı seviyesinin PHA tarafından karakterize edildiği varsayılıyor
- ❑ Cornell ve diğ. tarafından verilen azalım ilişkileri kullanılmaktadır ($M=3,0 - 7,7$ 20 – 200 km uzaklıkları için geçerli):

$$\ln PHA = 6,74 + 0,859M - 1,80 \ln(R + 25)$$

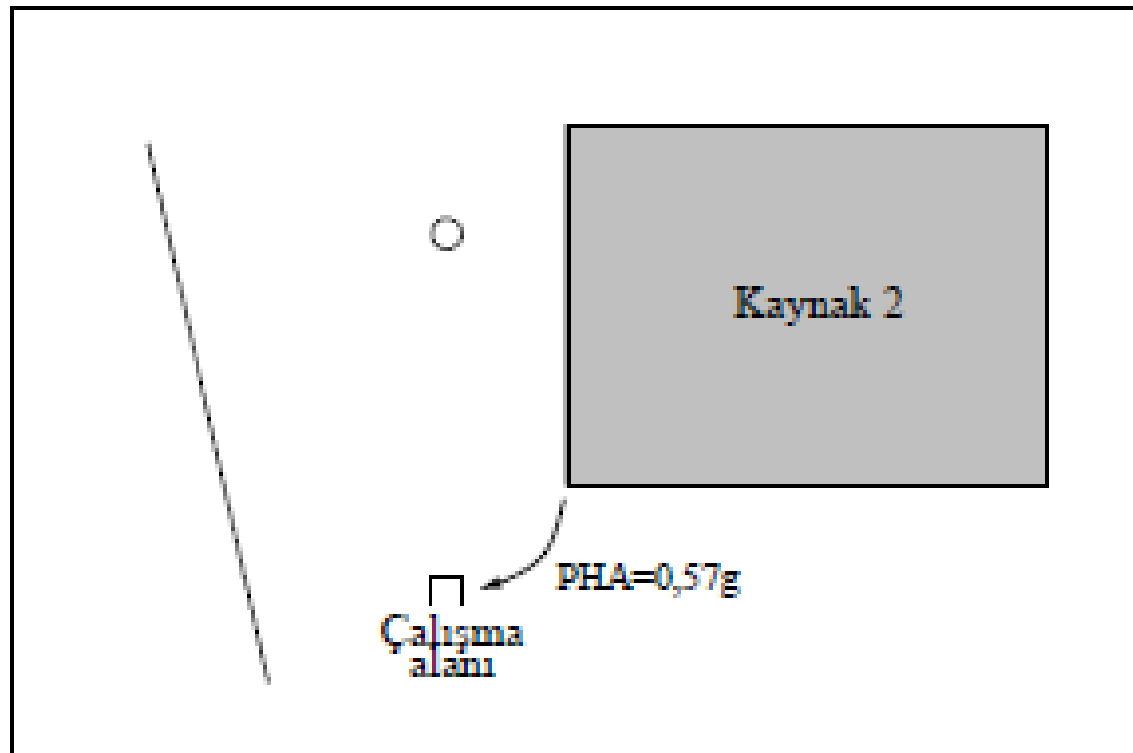
Source Zone	M	R (km)	PHA
1	7,3	23,7	0,42g
2	7,7	25,0	0,57g
3	5,0	60,0	0,02g

- ❑ NOT: Cornell ve diğ.'nin bağıntısı güncelliğini yitirmiştir. Burada basitlik açısından kullanılmıştır.

Tanımsal STA

❑ 4. Bölgeyi etkileyen depremin tehlikesi

- Bölgeyi etkileyen deprem 25 km uzaklıkta 7,7 büyüklüğünde meydana gelmiştir
- Bu hareket (tehlike) 0.57 g'lik bir PHA oluşturacaktır (diğer GMP azalım ilişkilerinden elde edilebilir)



Tanımsal STA

□ TSTA yorumları

- TSTA, tasarım için “senaryo” deprem üretir (tasarım depremi)
- TSTA, en kötü yer hareketi durumunun değerlendirilmesi için bir çatı oluşturur
- TSTA, yapı ömrü boyunca tasarım depremine benzer bir depremin oluşacağına dair bir belirti vermez
 - tasarım depremleri kimi yerlerde 200 yılda bir meydana gelirken kimi yerlerde 10000 yılda bir meydana gelmektedir
- TSTA, öznel kararlar içerir, özellikle kaynak tanımlaması konusunda
- Katı,tutucu bir analiz – fakat bazen gerçek dışı
- TSTA, yavaşça terkedilmektedir

Sismik Tehlike Analizi

□ Sismik Tehlike Analizi:

- Belirli bir bölgedeki yer-salınım tehlikelerinin kestirimi

□ İki temel yaklaşım

- Tanımsal (TSTA)

- Tek bir "senaryo" varsayımı
 - Tek bir büyüklük seçimi, M
 - Tek bir uzaklık seçimi, R
 - M , R 'den kaynaklanan etkilerin varsayımı →

Yer hareketi
parametreleri

- Olasılıksal (OSTA)

- Birçok "senaryo" varsayımı
 - Bütün büyükler
 - Bütün uzaklıklar
 - Bütün etkiler →

Yer hareketi
parametreleri

OLASILIKSAL SİSMİK TEHLİKE ANALİZİNDE YAKLAŞIMLAR

Bir sismotektonik bölgede deprem oluşturabilecek tüm sismojenik yapıları ve özelliklerini bilsek bile deprem zaman ve mekanda oluşumu itibariyle rastlantısal olarak (stokastik) ortaya çıkan bir doğal olaydır. Bilindiği gibi rastlantısal olaylar herhangi bir tanımsal matematik bağıntıyla verilemezler.

Olasılıksal yaklaşımda deprem tehlikesi; bir bölgede, bir zaman aralığında, bir olasılık yüzdesi içinde oluşabilecek depremlerin, ilgili bölgenin herhangi bir noktasında oluşturacağı maksimum yatay yer ivmesi, partikül hızı ya da yer değiştirmesi olarak verilmektedir. Depremin rastlantısal özelliğinden yola çıkarak çeşitli olasılık modelleri kurulabilmektedir. En uygun olasılık modelleri problemi, istatistiksel sismolojinin her zaman önemli bir konusu olmuştur.

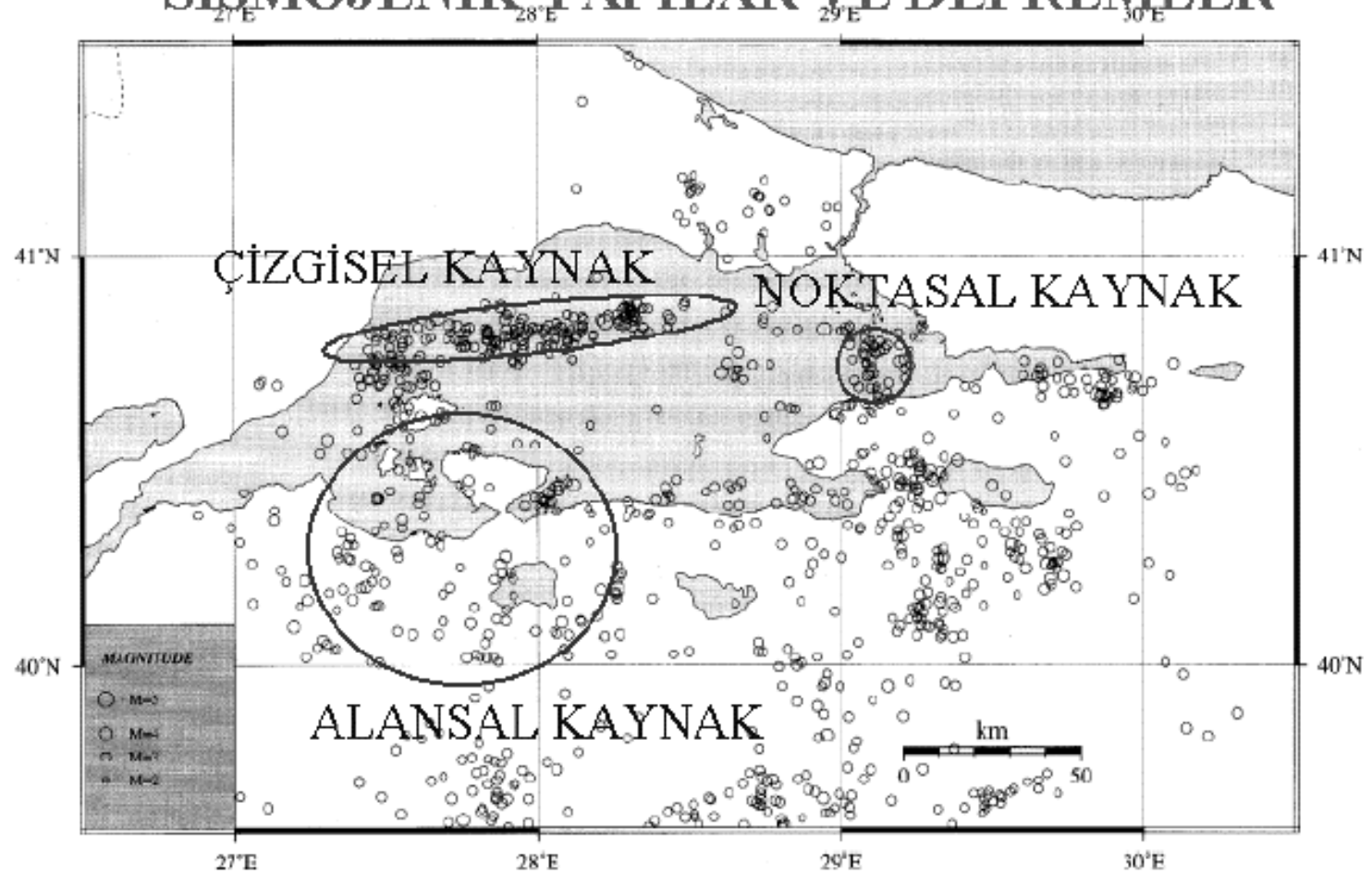
En yaygın olarak kullanılan model Poisson olasılık modelidir. Bu modelde sismojenik yapılar arasında organik bir ilişki bulunmadığı varsayılır. Faylar arasındaki fiziksel ilişkilerin varsayıldığı durumda, bu ilişkinin derecesine bağlı olarak Markov, yarı-Markov, Bayesian, Gumbel I, II ve III olasılık modelleri seçenekli olarak kullanılmaktadır. Tanımsal ve olasılıksal yaklaşımlar bir arada kullanılarak hibrit çözümler yapılabilmektedir. Her durumda sismotektonik model ve deprem üretme potansiyeli olan sismojenik yapıların sağlıklı olarak saptanması esastır.

SİSMOJENİK YAPI SINIFLAMASI

Nokta Kaynak, sismik risk analizinde kullanılan kaynak türleri içinde basit olması nedeniyle en çok tercih edilendir. Bazen depremler kümelenme şeklinde olabilirler (Şekil 3). Eğer bu küme alanı küçükse bu alan bir nokta kaynak gibi düşünülebilir. **Çizgi Kaynaklar**, genellikle konumu ve uzanımı iyi bilinen fayların kaynak olarak modellenmesi için kullanılır. Özellikle doğrultu atımlı faylar bu yaklaşıma uygundur. Bazen deprem aktivitesi olan yerler kolaylıkla çizgisel yada noktasal alan olarak değerlendirilemezler. Bu durumda yapılacak olan yaklaşım **Alan Kaynağı kullanmaktır**.

Sismojenik yapıların türlerini, coğrafi konumlarını ve geometrik şekillerine ilişkin bilgileri elde etmek yoğun bir jeomorfolojik, jeolojik, neotektonik, jeofizik ve jeodezik çalışmalar gerektirir. Araştırmaların ayrıntı düzeyinin bilimsel kurallar içinde belirlenmesi gerekir. Bu hem ekonomik olma hem de en gerekli bilgiyi elde etmeyi sağlayacaktır.

SİSMOJENİK YAPILAR VE DEPREMLER



1986-1996 ARASINDA DEPREMSELLİK

Şekil 3

Sismik kaynak modellemesi çalışmaları sırasında şunlara dikkat edilmesi önerilir:

- Kaynak modellemesinde aşırı düzeyde ayrıntılara girilmesi sayısal değerlendirmelerin yapılmasını güçleştirir ve sonuçlara fazla katkı sağlamaz.
- Sismojenik yapı sayısının arttırılması proje alanı içindeki deprem sayısını azaltacağından $\log N(M) = a - bM$ Gutenberg-Richter bağıntısının güvenilirliği azaltacaktır.
- Odak derinliğinin iki katından daha uzak olan sahalar için kaynak modellemesindeki ayrıntı sonuçların duyarlılığını fazla etkilemeyecektir.

Sismojenik Yapılar Nasıl Belirlenir? -Jeoloji ve Tektonik-

- Jeomorfoloji, yüzey şekilleri (fay topografyası, kesilen vadi ve dereler, teraslar...)
- Genel jeoloji (jeolojik tarih, formasyonlar, faylar..)
- Neo-tektonik yapılar (aktif fay, kıvrım, atım, yaş sınıflaması)
- Hava ve uzay fotoğrafları (Fotogrametri, Geomatik)
- Hendek, Paleosismoloji (stratigrafik analiz, fay izleri, deprem tarihi, deprem büyüklüğü..)
- Sondaj (tabaka izleme, yaş tayini, jeolojik korelasyon..)

Sismojenik Yapılar Nasıl Belirlenir? -Jeofizik ve Sismoloji-

- Tarihsel dönem depremleri (<1900)
- Aletsel dönem depremleri (>1900)
- Fay düzlemi çözümleri
- Gerilme alanı özellikleri (Coulomb kriteri)
- Deprem dinamik parametreleri
- $\log N(m) = a - bM$
- Maksimum hasar şiddetleri
- Jeofizik etütler (sismik, gravite, manyetik, elektrik..)
- GPS izleme (asismik deformasyon, gerilme birikimi..)
- Mikro-deprem, art sarsıntı izleme

Sismojenik Yapıyla İlişkili En Büyük Deprem Potansiyeli Nasıl Belirlenir?

- Sismojenik yapının boyutu (uzunluk, derinlik)
- Üzerindeki maksimum kayma (atım) miktarı
- Baskın faylanma türü
- Geçmişte en büyük deprem
- Palesismolojik veri
- Büyüklük-Oluş sıklıkları ($\log N = a - bM$)
- Tümü bir kerede kırılabilir mi?
- Gerilme düşümü-sismik moment-büyüklük
- Fay boyu-atım-büyüklük
- Deprem süresi

Olasılıksal STA

□ NEDEN ?

□ Çünkü bilmiyoruz

- Depremler ne zaman meydana gelecek?
- Depremler nerede meydana gelecek?
- Kaç büyüklüğünde olacak?

□ OSTA'nın kullanımı bazı belirsizliklere izin verir:

- Depremin büyüklüğü (M)
- Depremin yeri (R)
- Depremin dönerselliği (zaman)
- Depremin büyüklüğü ve yerine bağlı olarak yer hareketi karakteristiklerindeki değişim

□ OSTA bazı özellikler bakımından TSTA'nın işlem adımlarına benzer şekilde dört adımlı bir işlem olarak tanımlanabilir

Olasılıksal STA

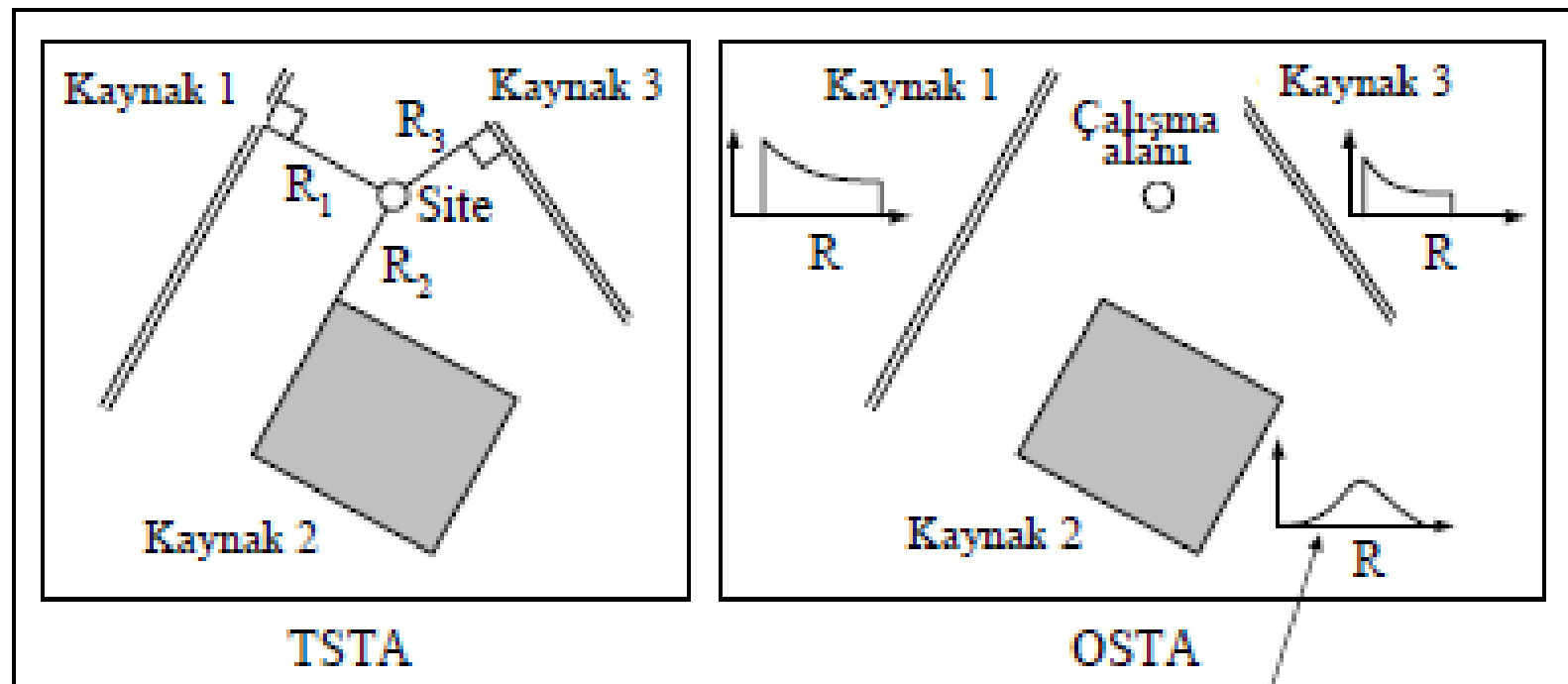
□OSTA dört adımlı bir işlemdir:

1. Bütün deprem kaynaklarının belirlenmesi ve karakterize edilmesi (uzamsal belirsizlik)
2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı (her bir zonun sismisitesi) (büyüklük belirsizliği)
3. Azalım ilişkileri anlamında, çalışma alanındaki yer hareketlerinin saptanması
4. Yer hareketi parametresinin belirli bir zaman peryodu süresince aşılacağı olasılığını elde etmek (geçici belirsizlik)

Olasılıksal STA

1. Deprem kaynakları

- TSTA: Çalışma alanına en yakın noktada olasılık 1'dir (diğer 0)
- OSTA: Uzaklığa göre kaynağın olasılık dağılımı $P[R=r]$
 - Yaklaşım: Herhangi bir noktada eşit olasılık varsayımı



$f_R(r)$ kaynak-bölge uzaklığı için

Deprem Kaynaklarının Coğrafi Dağılımı

Sismik tehlike hesabında en önemli konulardan biri de, geçmiş depremlerin coğrafi dağılımı ile jeolojik ve tektonik bilgilerin incelenerek, bölgede tehlike yaratabilecek deprem kaynaklarının saptanmasıdır. Geometrik özelliklerine bağlı olarak depremlerin mekan içinde oluşumu üç tür deprem kaynağına dayandırılmıştır. Bunlar nokta, çizgi ve alan kaynaklarıdır.

Nokta Kaynak

Burada kullanılan “nokta” kelimesi, gerçek anlamda değil, fakat kaynak boyutlarının, kaynağın inceleme bölgesine olan uzaklığına oranla küçük olduğu bir bölgeyi tasvir etmek için kullanılmıştır. Kaynak boyutları küçük olduğu için, bu kaynak içinde oluşacak bütün depremlerin bölgeye olan uzaklıkları aynı ve ortalama odak uzaklığına eşit alınabilir.

Nokta kaynak basit bir model olduğundan, uygulamada çoğunlukla çizgi ve alan kaynakların nokta kaynaklarla yaklaşık tasviri yoluna gidilir. Bu amaçla bir alan kaynak daha küçük alanlara, bir çizgi kaynak ise daha küçük parçalara bölünür. Bu şekilde oluşturulan küçük boyutlu alt kaynak birimleri, bölgeye uzaklıkları geometrik merkezlerinden ölçülen noktasal deprem kaynakları olarak alınırlar.

Çizgi Kaynak

Yeryüzündeki depremlerin çoğu etkin fay sistemleri etrafında veya üzerinde oluşur. Sismik tehlike hesabında fay hatları genellikle birer çizgi kaynak olarak alınır. Çizgi kaynak, deprem odaklarının bir fay doğrultusu boyunca ortaya çıkacağını öngörür.

Alan Kaynak

Bazı bölgelerde jeolojik yapı ile geçmiş deprem olayları arasında bir ilişki kurulamaz; var olan deprem kayıtları belirgin bir fay sisteminin ortaya çıkartılmasına yetecek doğrultuda ve sayıda değildir. Ayrıca kalın sedimanter örtü tabakaları fayların konumunun kesin olarak belirlenmesine olanak tanımayabilir. Böyle durumlarda, söz konusu bölge, depremlerin her yerde eşit olasılıkla ortaya çıkabilecekleri bir alan kaynak olarak modellenenebilir.

Bir sismik kaynak içinde, magnitüd-sıklık ilişkisi, yıllık ortalama deprem sayısı, azalım ilişkisi ve en büyük deprem magnitüdü gibi sismik özelliklerin her yerde aynı olduğu varsayılmıştır. İnceleme sahasını çevreleyen etkilenme alanındaki sismik kaynakların sayısı s ve i .inci kaynakta oluşacak magnitüdü m_0 'dan büyük depremlerin yıllık ortalama sayısı da v_i ile gösterilsin.

Daha önceki bölümlerde açıklanan varsayımlara dayanarak, bu s sayıdaki sismik kaynakta bir yıl içerisinde oluşacak depremler nedeni ile bölgedeki en büyük zemin hareketi parametresinin belirli bir y değerini aşma olasılığı;

$$\Pr(Y > y) = 1 - \exp \left[- \sum_{i=1}^S v_i P_{yi} \right]$$

şeklini alır. Burada, $P_{yi} = \Pr(Y > y / D_i)$ olup, D_i magnitüdü m_0 'dan büyük bir depremin i .inci kaynakta meydana gelmesini simgelemektedir. Sismik tehlikenin hesaplanması için, sismik kaynağın türüne ve geometrik özelliklerine göre değişecek olan P_{yi} teriminin değerlendirilmesi ve değişik nedenlerden doğan belirsizliklerin göz önünde tutulması gerekir.

Olasılıksal STA

□ 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı

- TSTA sadece M_{max} 'in saptanması ile ilgilidir
- OSTA en büyük deprem büyüklüğünü bulabilir fakat bunun yanı sıra diğer tüm büyüklüklerin dağılımını da göz önünde bulundurur

Deprem Magnitüdü Olasılık Dağılımı

Deprem magnitüdlerinin olasılık dağılımı, magnitüdüler ile bunların oluş sıklıkları arasındaki ilişkiyi gösteren tekrarlanma bağıntılarından çıkartılır. En yaygın kullanılan ilişki Richter tarafından önerilen doğrusal magnitüd-sıklık ilişkisidir:

$$\text{Log}_{10}N(m) = a + bm$$

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 regresyon katsayıları; m , Richter magnitüdü ve $\log_{10}$, 10 tabanına göre logaritmadır.

Genellikle, sismik tehlike analizlerinde magnitüd için m_0 gibi bir alt sınır saptanır. Alt sınır değerinden daha küçük magnitüdlü depremler mühendislik yapılarında bir hasar yaratamayacaklarından, bunlar sismik tehlike analizine katılmazlar. Ayrıca, m_0 'dan daha küçük depremler için istatistiksel veriler çoğu kez güvenilir değildir. Geçmiş deprem kayıtları, sonsuz enerjinin açığa çıkmasının olanaksız olduğunu göstermektedir.

Diğer bir deyimle, magnitüd için bir üst sınır vardır. Deprem magnitüdlerinin üst sınırı, o bölgede beklenebilecek en büyük deprem magnitüdü m_1 ile belirlenecektir. Magnitüd için bir alt ve üst sınırın olduğu varsayılırsa, magnitüd-frekans ilişkisi kullanılarak magnitüd için aşağıda verilen çift sınırlı üstel olasılık yoğunluk işlevi, $f_M(m)$, elde edilir:

$$f_M(m) = k\beta e^{-\beta(m - m_0)} \quad m_0 \leq m \leq m_1$$

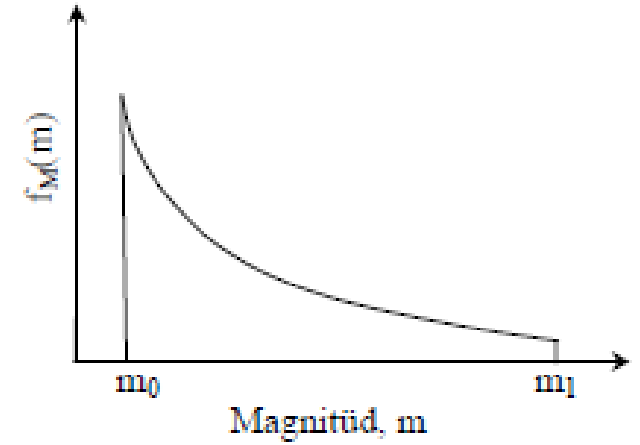
$$= 0 \quad \text{diğer}$$

$$f_M(m) = k\beta e^{-\beta(m - m_0)} \quad m_0 \leq m \leq m_1$$

$$= 0 \quad \text{diğ}$$

Burada,

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



(a) Çift Sınırlı Üstel

olup, birikimli dağılım işlevinin $m=m_1$ değerinde 1.0 olmasını sağlayan standartlaştırma katsayısıdır. $f_M(m)$ denkleminde verilen çift sınırlı üstel dağılımın parametresi olan $\beta = b(\ln 10)$ değeri daha çok bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilidir ve büyük magnitüdlü depremlerin küçüklere olan göreceli oranını gösterir. Bu bakımdan, β değerleri bölgenin tektonik açıdan sismik etkinliğinin bir göstergesi olarak kabul edilir. β 'nın değeri sismik bölgeler arasında farklılık göstermektedir. Bu şekilde elde edilen çift sınırlı üstel olasılık yoğunluk işlevi, yukarıdaki şekilde (a) gösterilmiştir.

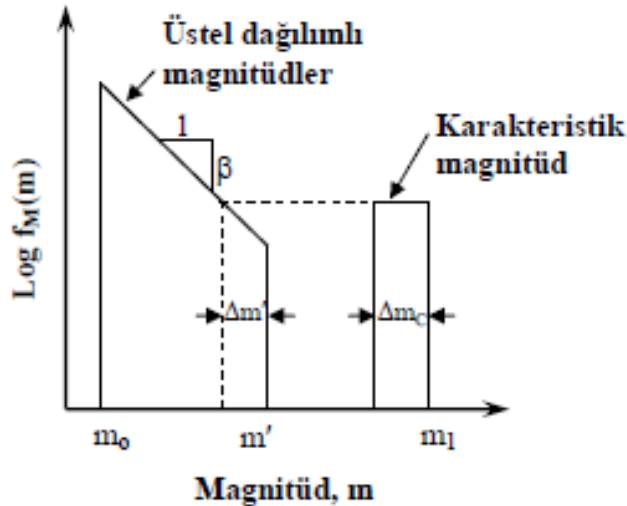
Gözlem verilerine dayanarak üstel dağılımın parametrelerinin tahmini için değişik istatistiksel yöntemler kullanılabilir. ***Doğrusal regresyon*** ve ***en büyük olabilirlik*** istatistiksel tahmin yöntemleri en fazla tercih edilenlerdir. Standart en küçük kareler yöntemi, gözlenen ve tahmin edilen değerler 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. En büyük olabilirlik yöntemi ise üstel dağılımın parametrelerini gözlenen magnitüd verilerinin olabilirliğini en büyükleyecek şekilde tahmin etmektedir.

Üstel olasılık yoğunluk işlevinin parametrelerinin tahmini için kullanılacak deprem katalog verilerinin her magnitüd düzeyinde eksiksiz olması gerekmektedir. Zaman içinde geriye doğru gidildikçe kataloglardaki deprem kayıtlarının hem kalitesi düşmekte hem de sayısı azalmaktadır.

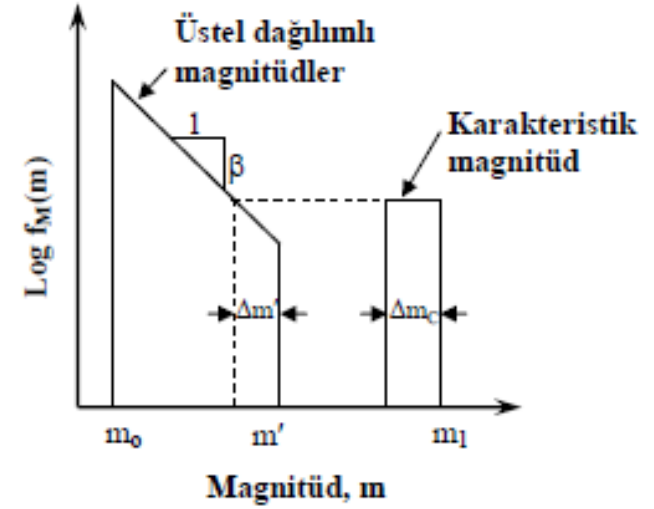
Yakın zaman içinde küçük, büyük tüm depremler kaydedilirken, çok eski kayıtlar sadece büyük depremleri içermektedir. Bu nedenle, belirli bir magnitüd aralığına düşen depremlerin eksiksiz olarak kayda geçirildiği zaman dilimini belirlemek gerekmektedir. Bu zaman dilimi belirlendikten sonra da o magnitüd aralığındaki depremlerin oluş sıklığı, sadece o zaman diliminde oluşan depremler göz önünde tutularak hesaplanacaktır. Deprem kataloglarında yer alan deprem sayılarının suni olarak, gözlemlerde mevcut eksikliklerden arındırılması için Stepp tarafından geliştirilmiş olan bir yöntem yaygın bir biçimde kullanılmaktadır.

Geçmiş deprem verilerine göre hesaplanan deprem tekrarlanma tahminleri ile sismolojik ve jeolojik incelemelere göre yapılanlar arasındaki çelişkiler, araştırmacıları bu çelişkileri giderecek yeni tekrarlanma modellerinin geliştirilmesine teşvik etmiştir. Bunlar arasında Schwartz ve Coppersmith tarafından önerilen ***karakteristik deprem modeli*** en fazla kabul gören olmuştur. Üstel dağılım modelinin büyük alanlardaki magnitüd dağılımını yeterli bir biçimde tanımladığını, ama fay segmentlerinde oluşan büyük magnitüdlü depremlerin oluş sıklığını eksik tahmin ettiğini belirterek, karakteristik deprem modelini önermişlerdir.



Youngs ve Coppersmith tarafından önerilen karakteristik deprem modeli.

Youngs ve Coppersmith, 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 birim değerde (uniform) dağılım gösterdikleri varsayılmıştır.



Bu modelin kullanımı için Youngs ve Coppersmith (1985) bazı basitleştirici varsayımlar yapmışlardır. $\Delta m_c = 0.5$ ve $m' = m_1 - \Delta m_c$ olarak alınmıştır.

Karakteristik depremin frekansının da üstel dağılımın $(m' - 1.0)$ değerindeki frekansa eşit olduğu varsayılmıştır.

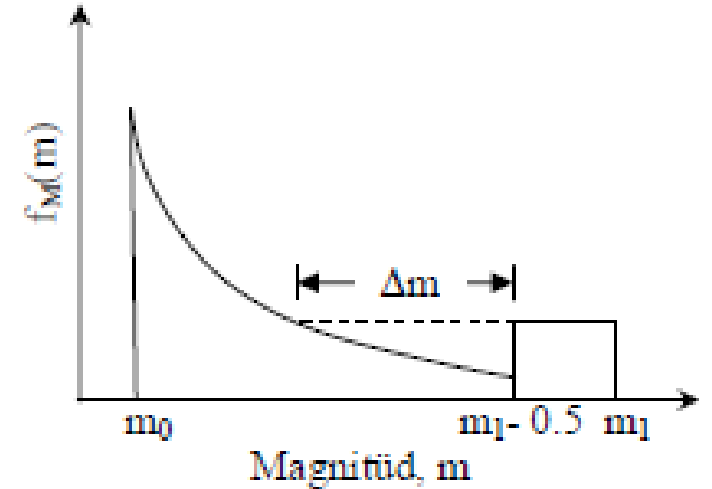
Bu varsayımların uygulanması ve olasılık yoğunluk işlevinin altındaki toplam alanın 1.0 olmasının sağlanması için gerekli işlemin yapılması ile, karakteristik deprem modeli için aşağıda verilen olasılık yoğunluk işlevi elde edilmiştir:

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

burada, k olasılık yoğunluk işlevinin altındaki toplam alanın 1.0 olmasını sağlayan katsayıdır ve şu şekilde ifade edilmiştir:

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

Bu varsayımlara göre ortaya çıkan olasılık yoğunluk işlevinin biçimi, şekil (b)'de gösterilmiştir. Bu şekilde, $m=1$ dir. Tekrarlanma ilişkileri için m_0 ve m_1 değerlerini de her sismik kaynak için belirlemek gerekir. Sismik tehlike analizleri için seçilecek deprem magnitüdü alt sınırı için, $m_0 = 4.0$ ve 4.5 değerleri genellikle benimsenmektedir.

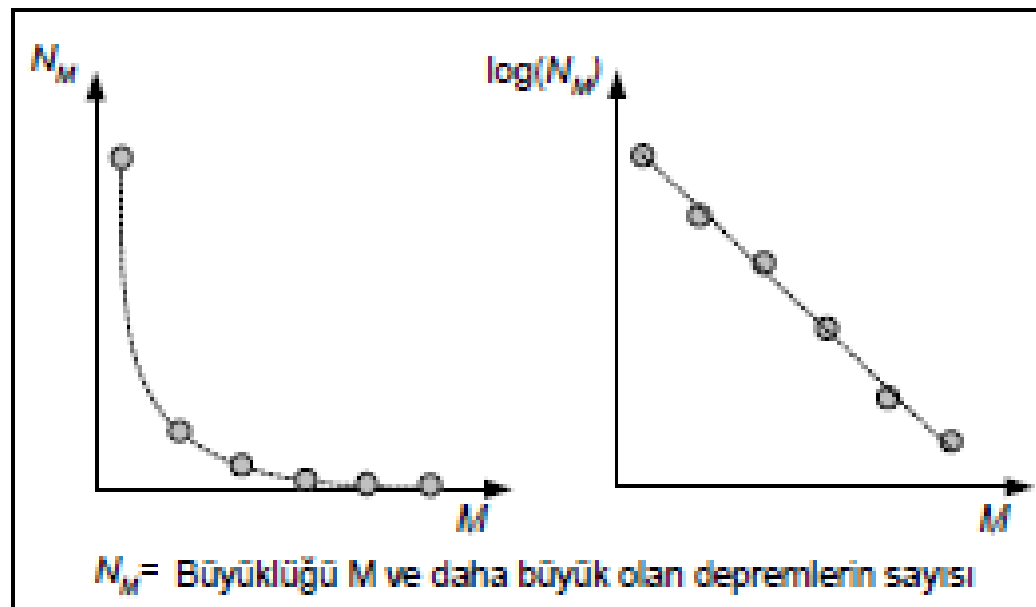


(b) Karakteristik

Olasılıksal STA

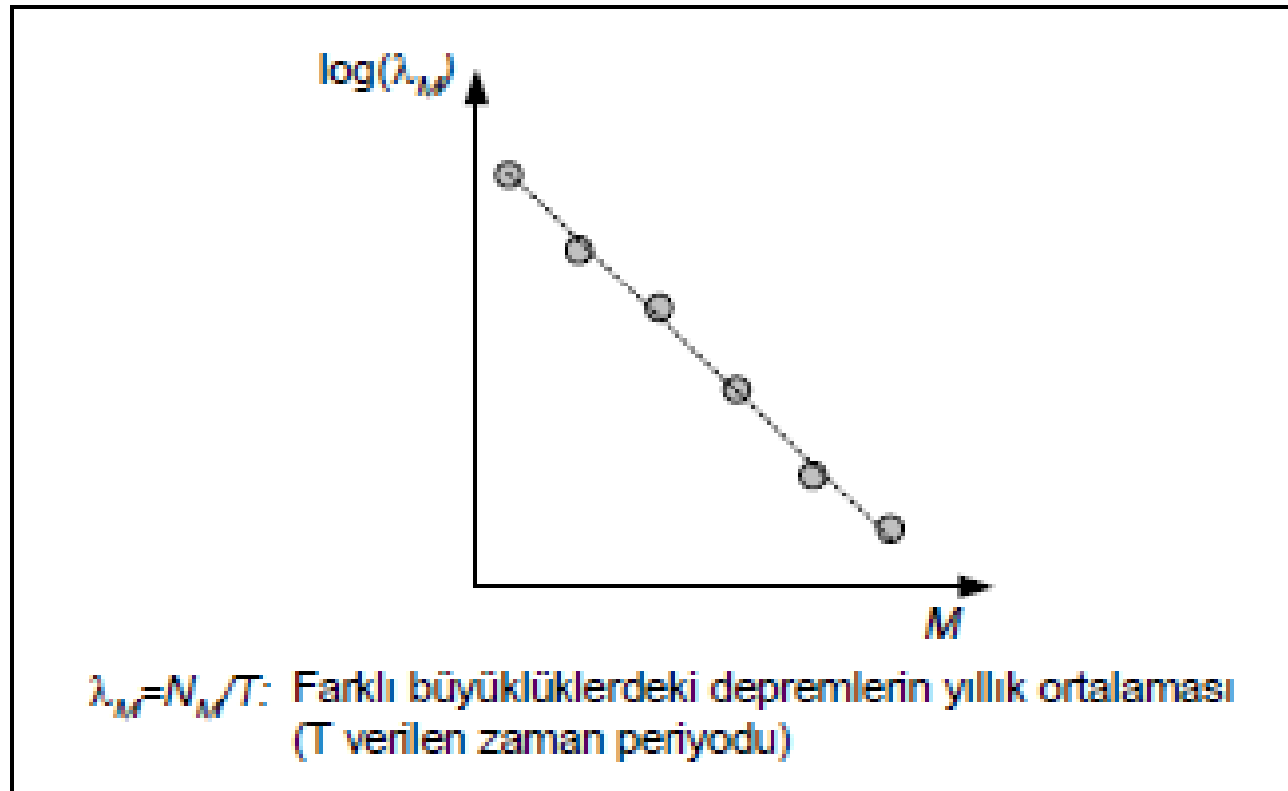
□ 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı

- Verilen bir kaynak farklı depremler üretebilir
 - Küçük büyüklük – çoğunlukla
 - Büyük büyüklük – seyrek
- Gutenberg-Richter
 - Dönemselliklerini aşmış, farklı büyüklüklerde çok sayıda deprem göz önüne alınmıştır
 - Kaliforniya deprem verisine dayanmaktadır (birçok fay)



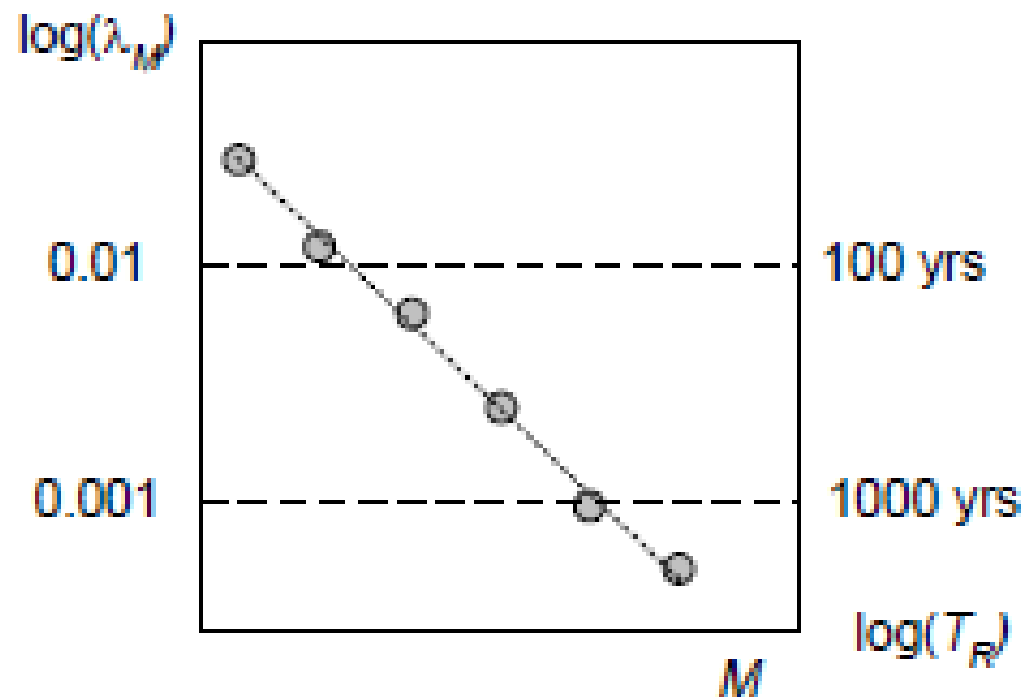
Olasılıksal STA

□ 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı



Olasılıksal STA

2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı

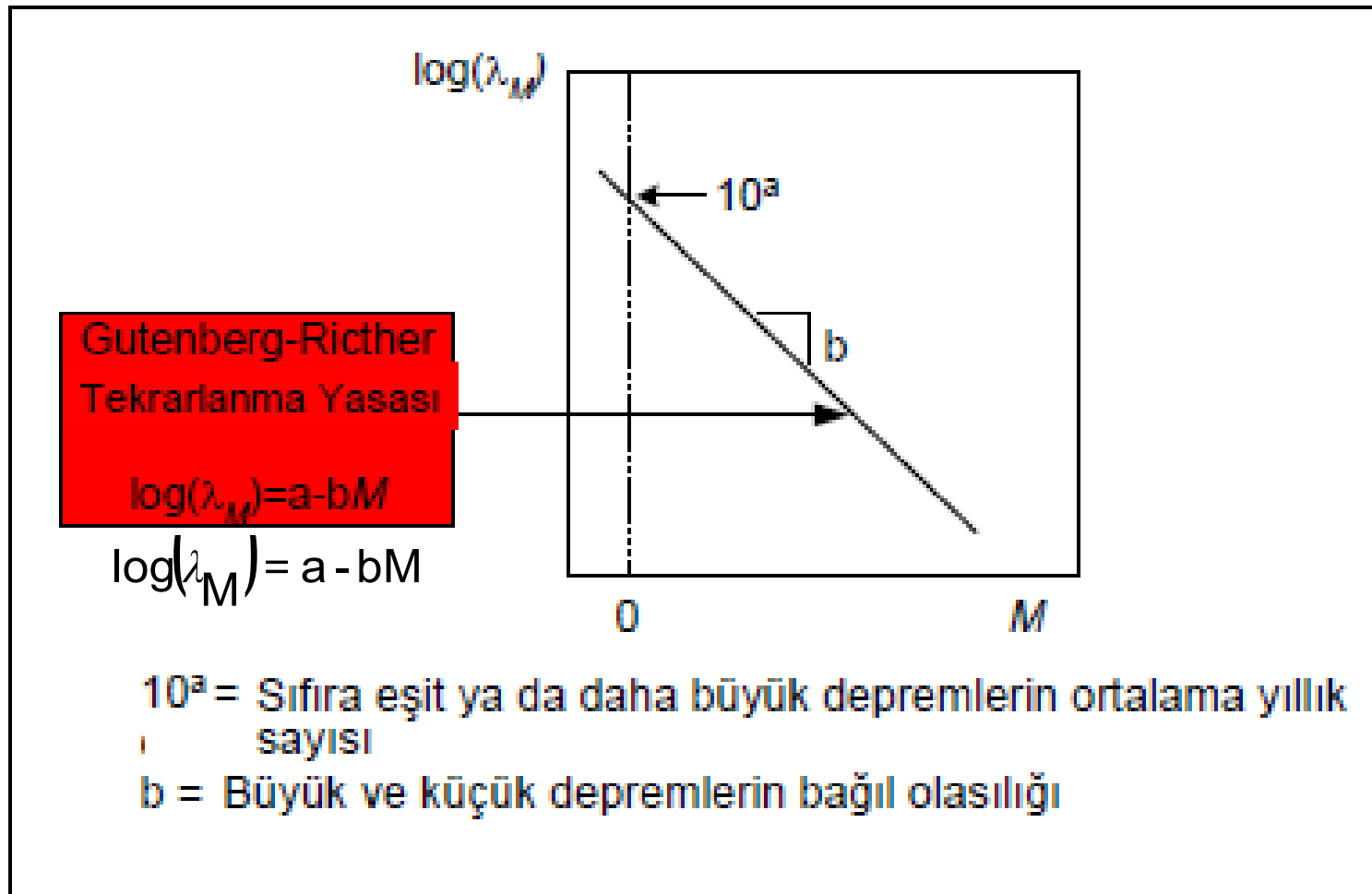


$\lambda_M = N_M / T$: Farklı büyüklüklerdeki depremlerin yıllık ortalaması
(T verilen zaman periyodu)

$T_R = 1 / \lambda_M$: Farklı büyüklüklerdeki depremlerin tekrarlanma
periyodu

Olasılıksal STA

2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı



Olasılıksal STA

- 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı
- Gutenberg-Richter Tekrarlanma Yasası

$$\log \lambda_M = a - bM$$

- Deprem büyüklüklerinin üstel olarak dağılmış olduğunu ifade etmektedir (eksponansiyel olasılık yoğunluk fonksiyonu)
- Ayrıca şu şekilde yazılabilir:

$$\ln \lambda_M = \alpha - \beta M, \quad \alpha = 2.303a \text{ and } \beta = 2.303b$$

Olasılıksal STA

- 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı
- Gutenberg-Richter Tekrarlanma Yasası
 - ...Sonra

$$\lambda_M = \exp(\alpha - \beta M)$$

- Eğer depremler bir büyüklük değerinden daha küçük ise M_0 ihmal edilir (4.0-5.0 altında), ortalama yıllık aşım şu şekilde yazılabilir:

$$\lambda_M = v \exp(-\beta(M - M_0)) \quad \text{for } M > M_0 \quad v = \exp(\alpha - \beta M_0)$$

v : magnitüdü M_0 'dan büyük depremlerin yıllık ortalama sayısı

Olasılıksal STA

□ 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı

□ Gutenberg-Richter Tekrarlanma Yasası

- Gutenberg-Richter yasası için büyüklüğün olasılık dağılımı, yığınsal dağılım fonksiyonu (YDF) ile açıklanabilir:

$$F_M(m) = P[M < m | M > m_0] = \frac{\lambda_{m_0} - \lambda_m}{\lambda_{m_0}} = 1 - e^{-\beta(m-m_0)}$$

- Ya da olasılık yoğunluk fonksiyonu (OYF) ile:

$$f_M(m) = \frac{d}{dm} F_M(m) = e^{-\beta(m-m_0)}$$

Olasılıksal STA

- 2. Deprem büyüklüklerinin dağılımı
- Gutenberg-Richter Tekrarlanma Yasası
 - Dünya ölçeğindeki sismisite verisi için:

$$\log \lambda_M = 7.93 - 0.96M$$

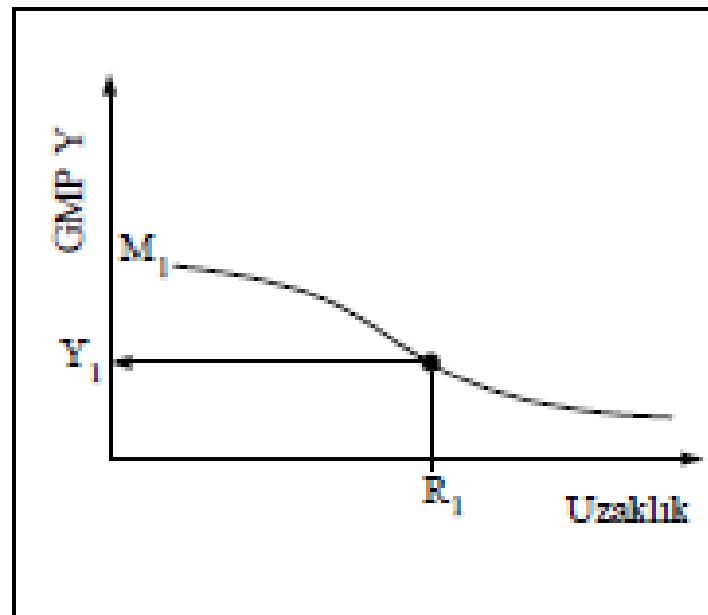
M=6	$\lambda_M=148/\text{yr}$	$T_R=0.0067 \text{ yr}$
M=7	$\lambda_M=16.2/\text{yr}$	$T_R=0.062 \text{ yr}$
M=8	$\lambda_M=1.78/\text{yr}$	$T_R=0.562 \text{ yr}$
↓	↓	↓
M=10	$\lambda_M=0.02/\text{yr}$	$T_R=46.8 \text{ yr}$
		$T_R=46.8 \text{ yr}$
M > 10 every 50 years ???		
M>10 her 50 yıl ????		

- Her sismik kaynak birkaç maks. deprem büyüklüğüne sahiptir. Dağılım $M_{\max}$ için hesaba katılması için değiştirilmesi gereklidir
- Çözüm: Sınırlandırılmış Gutenberg-Richter Tekrarlanma Kanunu

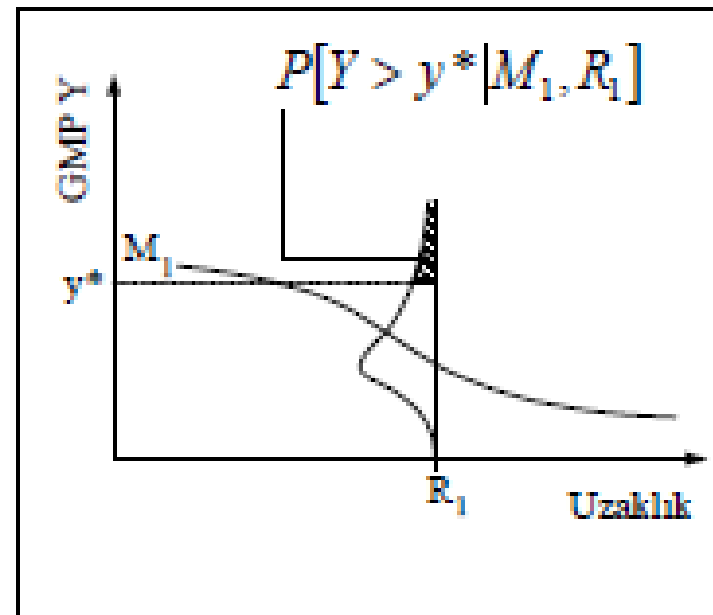
Olasılıksal STA

□ 3. Azalım ilişkileri

- Herbir zonun herhangi bir noktasında herhangi bir büyüklükte meydana gelen depremlerin oluşturduğu yer hareketi azalım ilişkileri ile belirlenmelidir.



TSTA



OSTA

Belirsizliklerin Analizi

Olasılıksal sismik tehlike analizinde temelde birbirinden farklı iki tür belirsizlik vardır. Şu an kullanılan terminolojiye göre bunlar ***rassal (aleatory)*** ve ***bilgiye dayalı (epistemic)*** belirsizliklerdir.

Rassalıktan 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 örneklerdir.

Sismik tehlike hesabında başlıca belirsizlik kaynağı azalım ilişkisidir. Diğer belirsizlik kaynakları bölgenin sismik etkinliğine ilişkin parametreler (sismik etkinliğin göstergesi, β ; en büyük deprem magnitüdü, m_1 ; en küçük magnitüden (m_0) büyük depremlerin yıllık ortalama sayısı, v) ve sismik kaynak bölgelerinin coğrafi konumudur. Bu belirsizlik sebepleri teker teker ele alınarak sonuçlara olan etkileri aşağıda incelenmiştir.

Azalım İlişkisindeki Belirsizlik

Geçmiş deprem verilerine ait gözlem noktaları $Y=f(M,R,SP_i)$ ile sembolik olarak tanımlanan azalım eğrisi etrafında bir saçılım göstermektedir. Bu saçılımın çeşitli nedenleri vardır. Tek bir bölgeden elde edilen veriler genellikle bir azalım ilişkisi çıkarmak için yeterli değildir. Bunun sonucu olarak genelde azalım ilişkilerinin çıkartılmasında, jeolojik yapının ve zemin koşullarının değişik olduğu birkaç bölgeden toplanan verilerin tümünün kullanılması yoluna gidilmiştir.

Yerel zemin şartları için bir düzeltme yapılmadığından, belirli bir bölgede ve belirli bir deprem için gözlenecek azalım özellikleri, bu şekilde bulunan genel bir azalım ilişkisinden sistematik bir sapma gösterecektir. Bunun yanında, gözlenen saçılımın bir bölümü de rassal bir nitelik taşıyacaktır.

Aynı bölgede meydana gelen depremler de değişik azalım özellikleri gösterebilir. Bunu açıklayan başlıca nedenler depremlerin oluşum mekanizmalarındaki farklılıklar ve sismik kaynak ile inceleme bölgesi arasındaki jeolojik katmanların deprem dalgalarını yayma özelliklerindeki değişikliklerdir. Ayrıca deprem dalgalarının yayılması genellikle her yönde aynı şiddette olmadığından, depremlerin inceleme bölgesine olan rassal konumları da bu farklılığın bir başka nedenidir.

Azalım ilişkisi etrafındaki yukarıda anlatılan saçılım (diğer bir deyimle azalım ilişkisi olarak benimsenen modeldeki belirsizlikler) nedeni ile, belirli bir r ve m değeri için $Y=f(M,R,SP_i)$ dan bulunacak y değeri ile inceleme bölgesindeki en büyük zemin hareketi parametresinin gerçek değeri Y_g arasında bir fark olabilecektir. Bu belirsizliklerin etkisini hesaba katmak için rassal bir düzeltme katsayısı, N_y aşağıda belirtildiği gibi önerilmiştir:

$$Y_g = N_y y$$

burada, Y_g = bölgedeki en büyük zemin hareketi parametresinin gerçek (düzeltilmiş) değerini simgeleyen rassal değişken; y = verilen bir m ve r değeri için bölgedeki en büyük zemin hareketi parametresinin deterministik azalım ilişkisinden bulunan değeri; N_y =azalım ilişkisindeki (ortalama tahmin eğrisi) belirsizlik (saçılım) için rassal düzeltme katsayısıdır.

Rassal düzeltme katsayısı N_y 'nin istatistiksel özelliklerini belirlemek üzere yeryüzünün çeşitli bölgelerinden elde edilen veriler incelenmiş ve $\ln(N_y)$ 'nin, yaklaşık olarak, ortalama değeri sıfır olan bir normal dağılım gösterdiği sonucuna varılmıştır. Dağılımın standart sapması σ_y ise, verilerdeki homojenliğe bağlı olarak 0.20 ile 1.0 arasında değişmektedir.

Sismik Kaynakların Coğrafi Konumundaki Belirsizlik

Sismik kaynak bölgelerinin belirlenmesi önemli ölçüde belirsizlik içermektedir. Bu belirsizliklerin sonuçlara yansıtılması için klasik sismik tehlike analiz modellerindeki deterministik bölge sınırları yerine, bu sınırların konumunun rassal olduğu varsayılmıştır.

Konum ile ilgili rassallık iki değişkenli Gauss dağılımı ile modellenmiştir; ortalama vektör en muhtemel konumu, standart sapma σ ise konumdaki belirsizliği göstermektedir.

En olası konumdan δx ve δy miktarlarında bir sapma olasılığı aşağıdaki yoğunluk işlevi ile orantılı olacaktır:

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

burada, x ve y birbirine dik iki eksenı simgelemektedir ve her iki eksen boyunca konumdaki belirsizliğin eşit olduğu varsayılmıştır. Eğer bu belirsizlik birbirine dik iki değişik yönde farklılık gösteriyor ise, üstteki denklem şu şekilde değiştirilecektir :

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

Dolayısıyla herhangi bir nokta için $\Pr(Y>y)$ ile hesaplanan olasılık değerlerinin yukarıdaki denklem ile çarpılarak “yuvarlatılması” gereklidir. 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 eş değer olduğu gerçeğidir. Sismik kaynakların konumundaki belirsizliği yukarıda anlatılan model ile sonuçlara doğrudan yansıtma SEISRISK-III programı ile mümkün olmaktadır.

Sismik Parametrelere İlişkin Belirsizlikler

Klasik sismik tehlike analizi modeli depremlerin magnitüd, zaman ve yer açısından gösterdiği rassallığın yanında, azalım ilişkisindeki ve sismik kaynakların konumlarındaki belirsizlikleri de içermektedir. Ancak bulunan yıllık sismik tehlike değeri, $Pr(Y_g > y)$, sismik parametrelerin verilen değerleri için geçerlidir; yani $Pr(Y_g > y/v, \beta, m_1)$ şeklinde bir koşullu olasılık olarak yazılmalıdır. Bu parametreler aynı zamanda olasılık dağılımlarının da parametreleridir (sismik etkinliğin göstergesi, β ; en büyük deprem magnitüdü, m_1 ; en küçük magnitüden (m_0) büyük depremlerin yıllık ortalama sayısı, v).

Eldeki sismik verilerin eksik olması nedeni ile bu parametrelerin incelenen bölge için tahmin edilen değerleri kesin olmayıp, bir ölçüde belirsizlik içerecektir. Bayesci bir yaklaşım ile değerleri kesin olarak bilinmeyen bu parametreler, olasılık yoğunluk işlevleri, $f_v(v)$, $f_s(\beta)$ ve $f_{m_1}(m_1)$ ile simgelenen rassal değişkenler olarak alınabilirler. Bu üç sismik parametredeki belirsizliklerin sismik tehlike değerine doğrudan katılması, elde edilen yıllık tehlikenin, bu parametrelerin dağılımlarına göre ortalamasının bulunması ile sağlanır.

Bunu gerçekleştiren ve toplam olasılık kuramına dayanan denklem şöyledir:

$$\Pr(Y_g \geq y) = \int \int \int \Pr(Y_g \geq y / v, \beta, m_1) f_v(v) f_\beta(\beta) f_{m_1} dm_1 dv d\beta$$

Bu denklemdeki integrallerin sınırları, ilgili parametrenin yoğunluk işlevinin geçerli olduğu aralık göz önünde tutularak saptanmalıdır.

Bu denklemde v , β ve m_1 rassal değişkenlerinin birbirlerinden istatistiksel bakımdan bağımsız oldukları varsayılmıştır. Ancak aynı veri tabanına dayanmaları nedeniyle gerçekte bunlar arasında bir ilişki bulunacaktır. Eğer birleşik yoğunluk işlevi, $f(v, \beta, m_1)$ biliniyorsa, o zaman yukarıdaki denklem;

$$\Pr(Y_g \geq y) = \int \int \int \Pr(Y_g \geq y / v, \beta, m_1) f(v, \beta, m_1) dv d\beta dm_1$$

geçerli olacaktır.

Sismik parametrelerin içerdği belirsizliklerin yukarıda önerilen “kuramsal” model ile doğrudan doğruya analize katılması, çözümsel zorluklar yaratmaktadır. Ayrıca bu model ile, sismik kaynakların konumuna, azalım ilişkisine ve veri tabanına ilişkin değişik varsayımların etkilerini sonuçlara aktarma olanağı yoktur. Sismik parametrelerdeki belirsizlikler ile değişik varsayımların sonuçlara yansıtılması aşağıda özetlenen ve genellikle “mantık ağacı” olarak adlandırılan şu basit yöntemle, dolaylı olarak, yapılabilir:

- i. Sismik parametrelerin değerlerine, sismik kaynakların konumuna, azalım ilişkisine ve veri tabanına 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 aranan sismik tehlike değerini verecektir. Bu şekilde hesaplanan ağırlıklı ortalama sismik tehlikeye Bayes tahmini denilecektir.

Matematiksel olarak ifade edilirse:

$$\Pr(Y_g > y) = \sum_{j=1}^n \Pr(Y_g > y / G_j) w_j$$

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

Yukarıda anlatılan model ile ilgili sayısal hesaplamaları yapmak üzere değişik bilgisayar yazılımları mevcuttur. Bunların içinde en yaygın kullanılanları, SEISRISK III, FRISK, STASHA, CRISIS, EZ-FRISK ve United States Geological Survey (USGS) tarafından geliştirilen programlardır.

Olasılıksal STA

□ Geçici belirsizlik

- Poisson işlemi – verilen bir zaman aralığı boyunca bir olayın oluşma sayısını tanımlar

$$\begin{aligned} P[N \geq 1] &= 1 - e^{-\lambda t} \\ \lambda &= -\frac{\ln(1 - P)}{t} \end{aligned}$$

- Örnek: 50 yıl içerisinde %10 aşılma olasılığı ile bir olayın yıllık aşılma oranı:

$$\lambda = -\frac{\ln(1 - 0.1)}{50} = 0.0021$$

- Buna karşılık gelen tekrarlanma periyodu ise T_R 475 yıldır

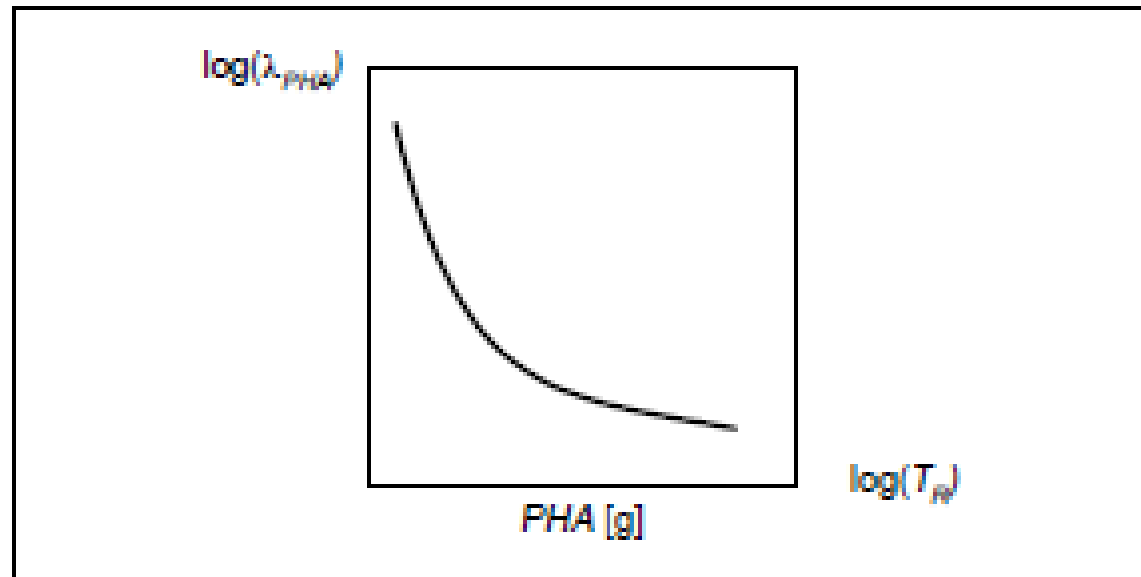
Olasılıksal STA

□ Belirsizliklerin özeti

- Yer $f_R(r)$: kaynak-çalışma alanı uzaklığı OYF
- Büyüklük $f_M(m)$: Büyüklük OYF
- Etkiler $P[Y > y^* | M = m^*, R = r^*]$:
Standart hata içeren
azalım ilişkileri
- Zamanlama $P = 1 - \exp(-\lambda t)$: Poisson modeli

Olasılıksal STA

- ❑ 4. Belirsizliklerin birleştirilmesi – olasılık hesapları
- ❑ OSTA'nin gerçek çıktısı nedir??
- ❑ Sismik tehlike eğrisi, belirli bir yer hareketi parametresinin ortalama yıllık aşılma oranını gösterir

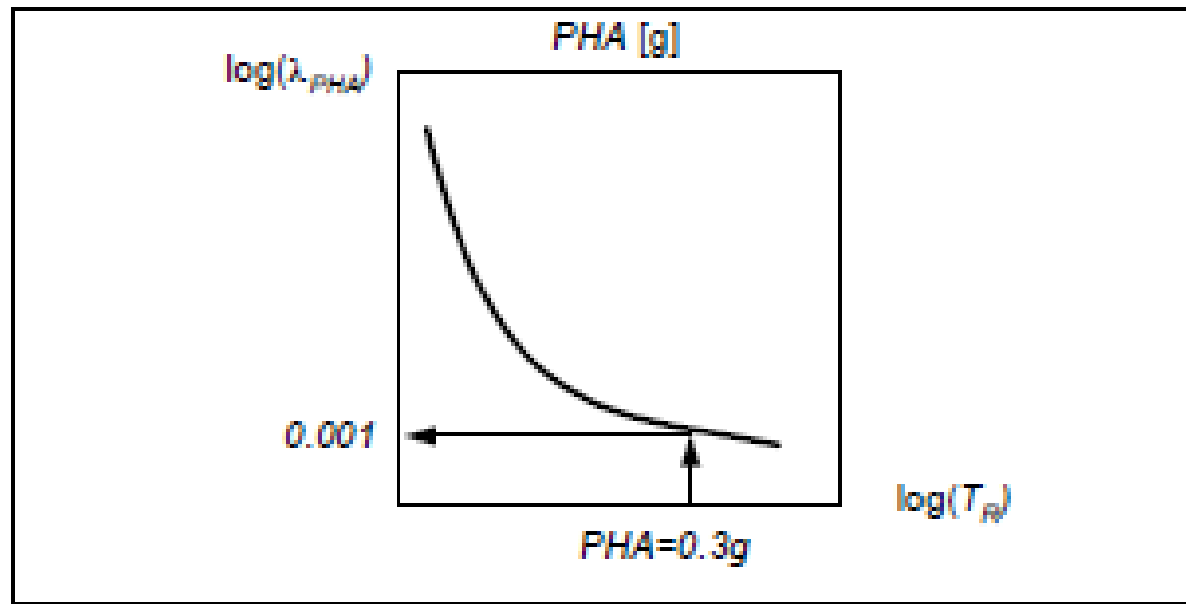


Olasılıksal STA

❑ 4. Belirsizliklerin birleştirilmesi – olasılık hesapları

❑ OSTA'nin çıktısı

- 50 yıl içinde aşılma olasılığı $PHA = 0.3g$
- $P = 1 - \exp(-\lambda t) = 1 - \exp[-(0.001)(50)] = 0.049 = 4.9\%$



Olasılıksal STA

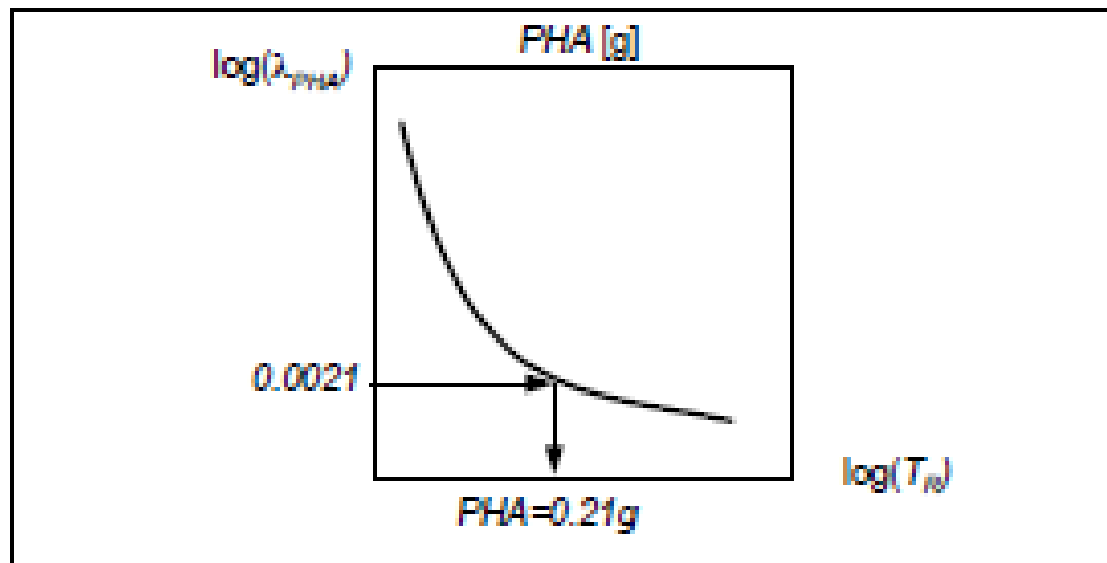
❑ 4. Belirsizliklerin birleştirilmesi – olasılık hesapları

❑ OSTA'nin çıktısı

- Hangi pik ivme değeri 50 yıl içerisinde %10 olasılıkla aşım gösterir ??

- 50 yılda %10: $\lambda = -\frac{\ln(1-0.1)}{50} = 0.0021$

- Sonuç 0.21g'lik pik ivme değeridir

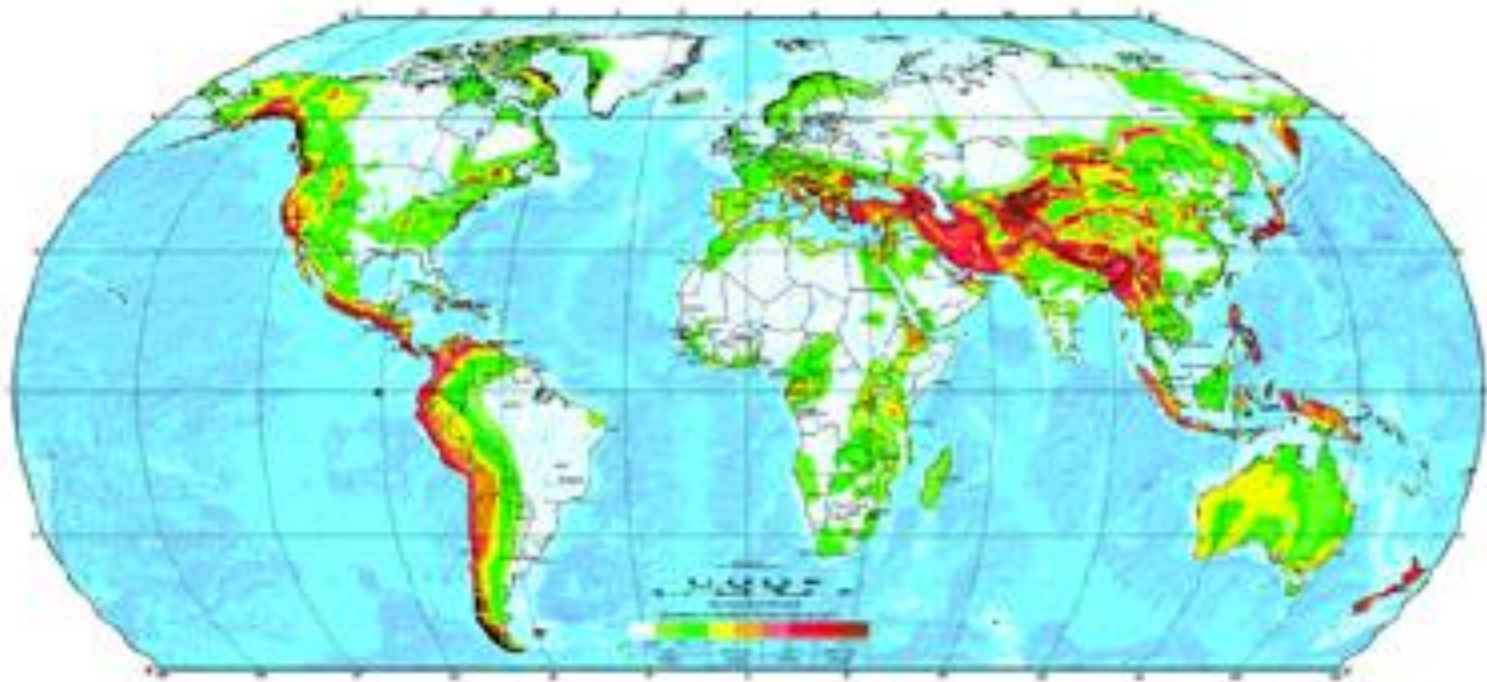


Olasılıksal STA

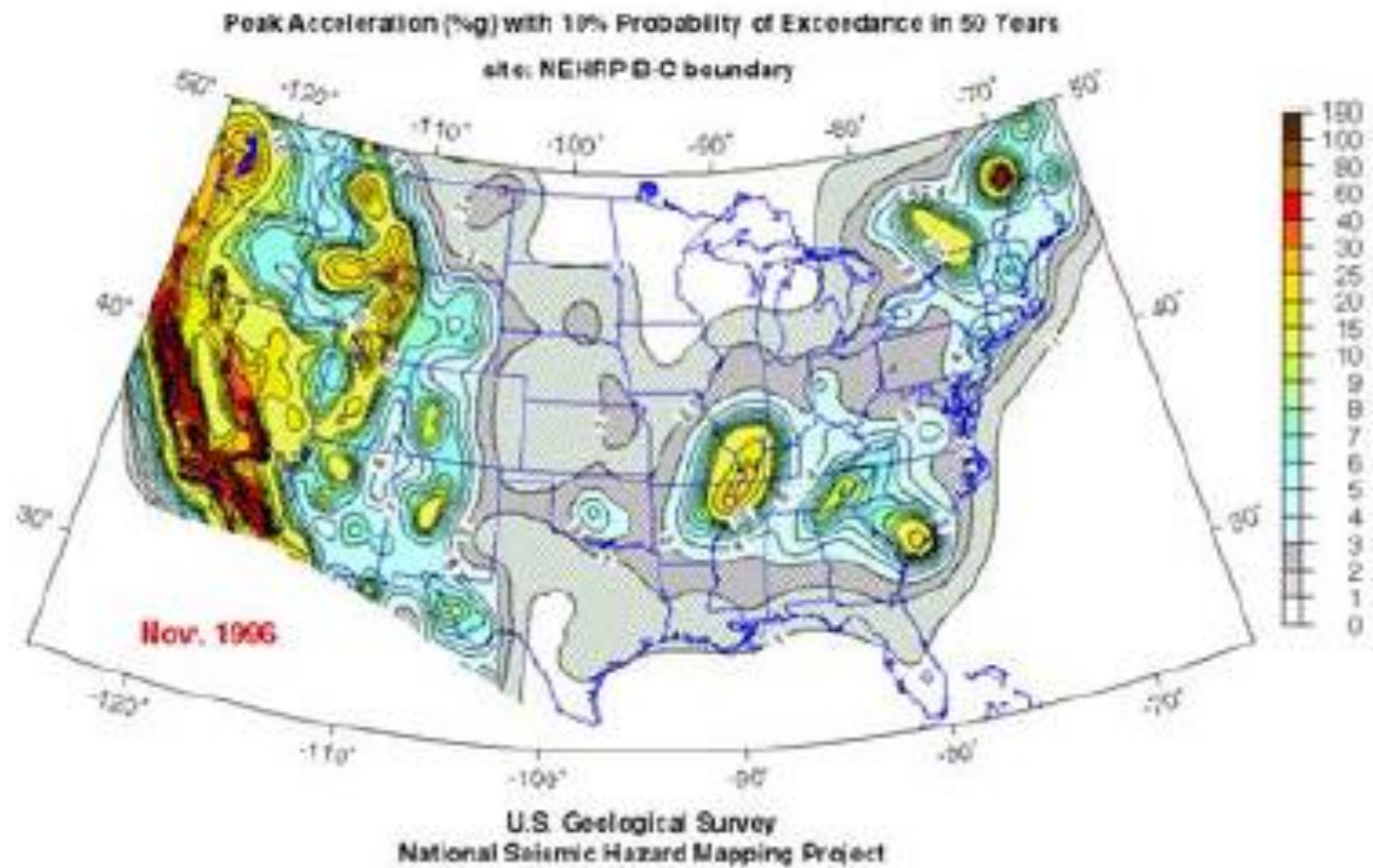
- ❑ 4. Belirsizliklerin birleştirilmesi – olasılık hesapları
- ❑ USGS, tüm ABD için OSTA yapmıştır. Herbir bölge için 50 ve 250 yıllık, %10 aşılma oranına karşılık gelen PGA değerleri hesaplanmıştır(Sismik tehlike haritaları)
- ❑ **ABD için tehlike haritası: PGA 10% 50 years**

Olasılıksal STA

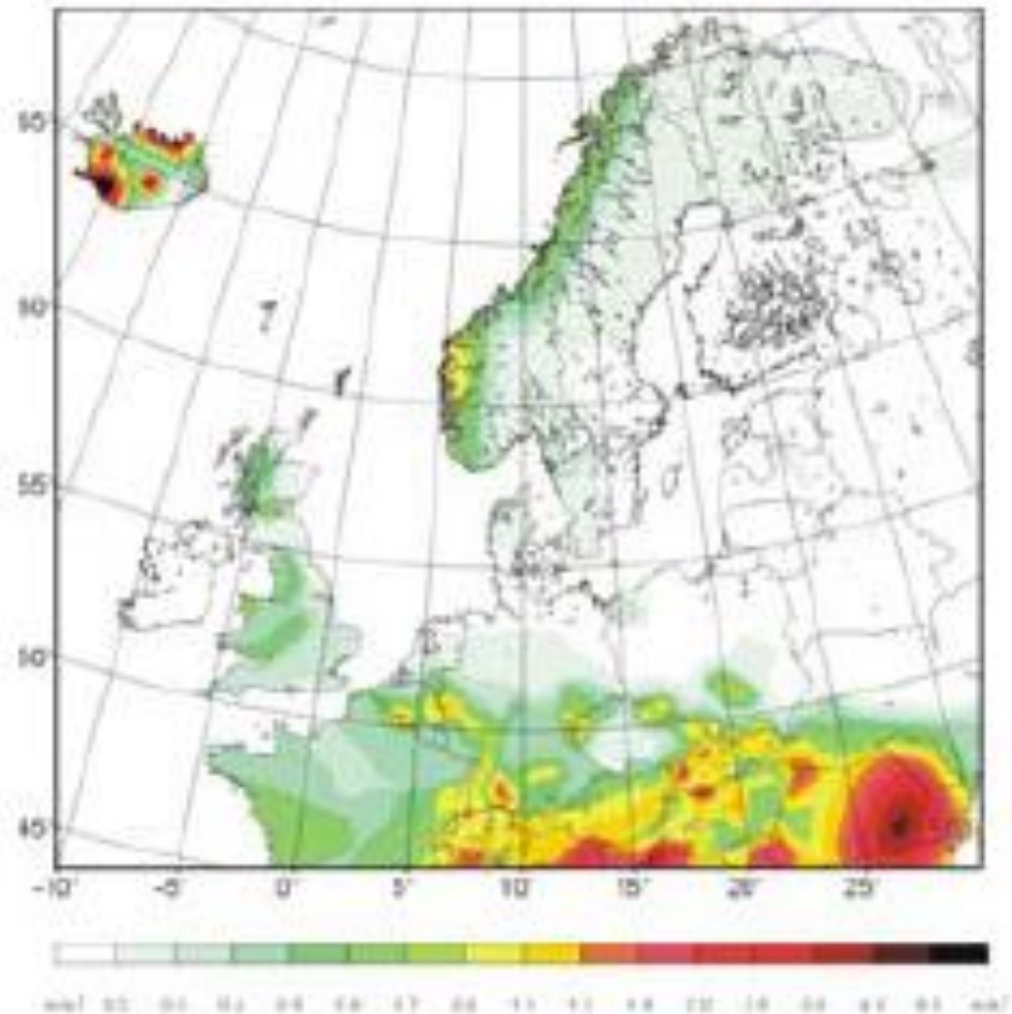
GLOBAL SEISMIC HAZARD MAP



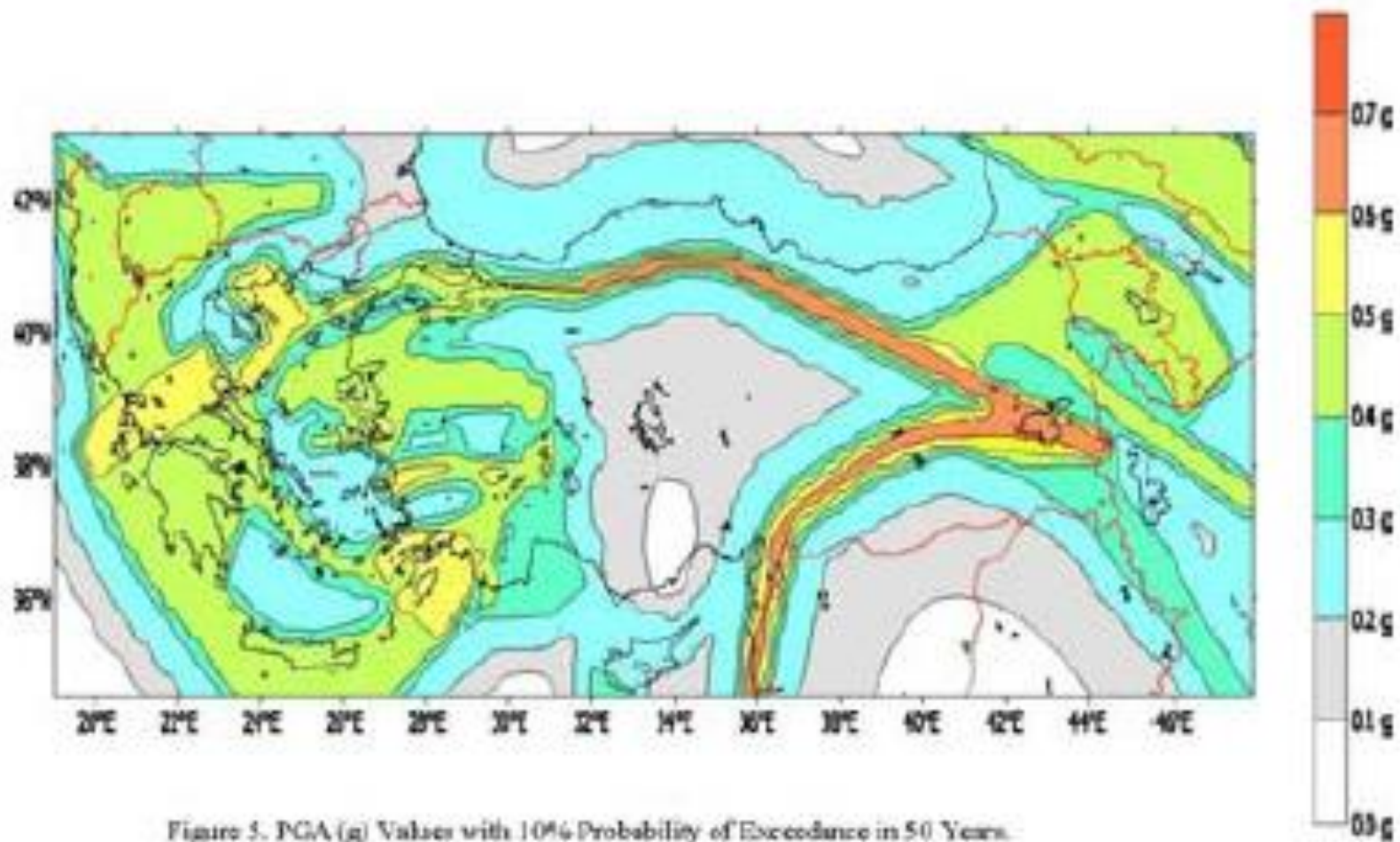
Olasılıksal STA



Olasılıksal STA



Olasılıksal STA



Olasılıksal ve Alan Kaynaklı Bir Model İçin rnek : Bursa ve evresinin Deprem Tehlikesi

Bursa ve çevresi tarihsel ve aletsel dönemde (Tablo 2) büyük depremler yaşanan önemli bir ticaret ve kültür merkezimizdir. 1900 yılları sonrası Bursa ve çevresini etkileyen yakın depremlerden en büyüğü Bursa'ya 7 km uzakta olan ve büyüklüğü $M=5.6$ olan 13 Kasım 1948 depremidir. 1976-1992 yılları arasında Bursa ve çevresinde (39.5-40.5K ve 28.5-29.5D) 1300 adet deprem saptanmıştır (Kandilli Rasathanesi). Dönemin en büyük depremi (büyüklüğü $M_s = 4.9$, ISC) 21 Ekim 1983 tarihli İnegöl depremidir. Bu depremi takiben 1983-1988 yılları arasında bölgede 3 adet $M_s=4.5$ büyüklüğünde deprem (muhtemelen art sarsıntı) olmuştur. Bölgede depremler 10-15 km den daha sığda olmaktadır.

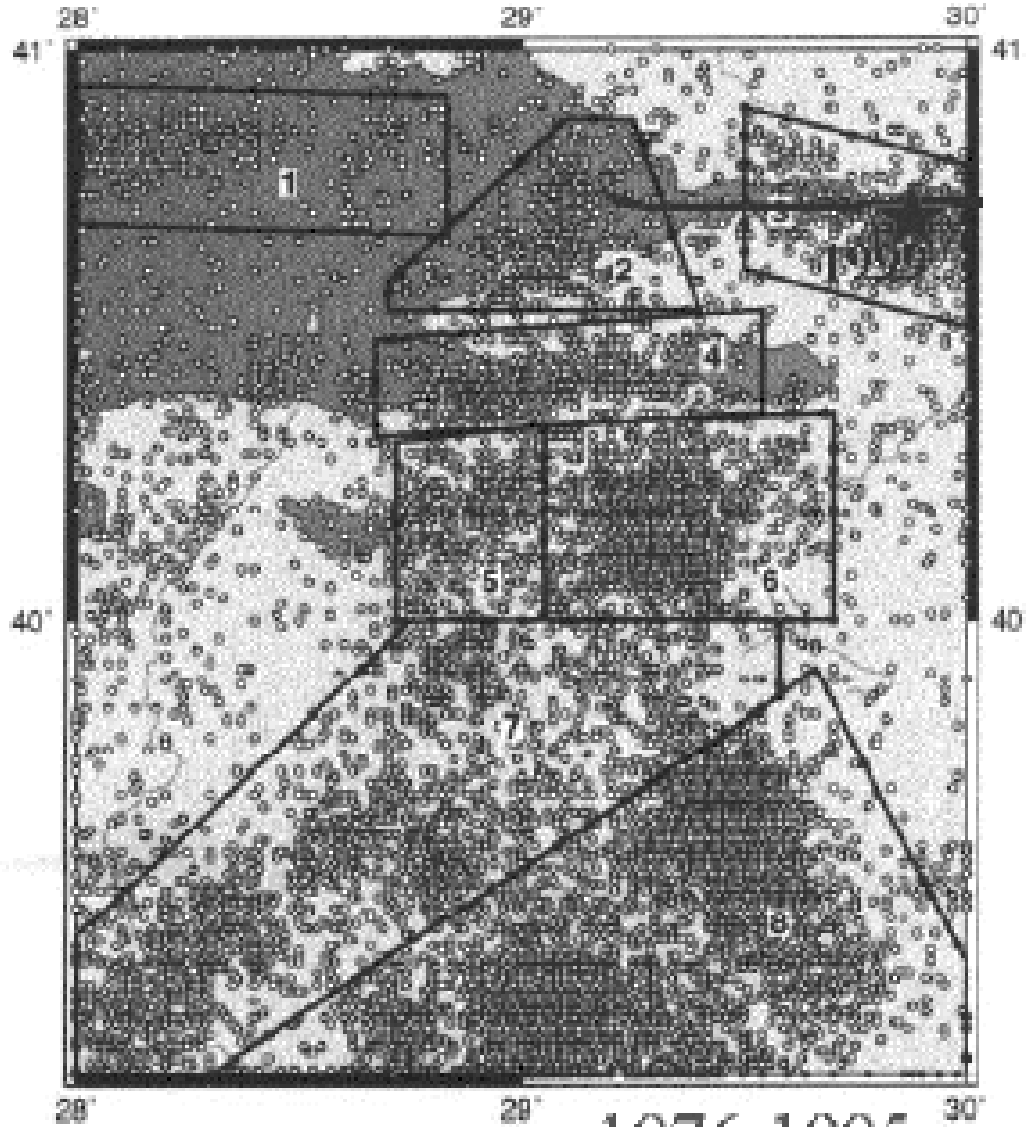
İT-ETH Projesi (İT-ETH-KOERI-TÜBİTAK, MAM katılımı ile) erevesinde 1992-1995 yıllarında Bursa ve çevresine 5 adet ivme-ölçer ve 7 adet hız sismografı kurulmuş ve depremsellik izlenmiştir. Bölgede Kandilli Rasathanesine ait olan MARNET ve IZINET ağlarının da verileri kullanılmıştır.

1976-1995 yılları arasında olmuş depremler ve bölgenin jeolojik-tektonik özellikleri kullanılarak Bursa ve çevresinin sismotektonik kaynak modeli oluşturulmaya çalışılmıştır. Bursa ve çevresini içine alan 170 km x 200 km alan içinde kalan depremler deprem kaynak zonlarının oluşturulmasında kullanılmış ve herhangi bir fay zone belirlemesi yapmadan kaynak alanları yaklaşımla deprem tehlikesi kestirilmiştir. Bölgede 8 adet deprem kaynak alanı belirlenmiştir (Şekil 5). Her bir kaynak alanının sismik a ve b katsayıları saptanmıştır (Şekil 6). Kaynak alanlarının Bursa ile olan uzaklıkları göz önüne alınarak sismik atenuasyon (sismik enerji yutma) değerleri Şekil 7 de verilen çizelgedeki değerlerden alınmıştır. SEISRISK III (Perkins & Bender, 1987) kullanılmış, hesaplamalar **‘Avrupa Bina Kodu 8’ kurallarına göre yapılmıştır. Buna göre** tehlike, 475 yıllık dönüş periyodu içinde 50 yılda %10 aşılma olasılığı ile ifade edilir. Yapılan hesaplamalar sonucunda Bursa için serbest yüzeyde sağlam bir zemin için beklenen maksimum yatay ivmeler 10, 50 ve 100 yıl için bulunmuştur (Tablo 3).

Çizelge 2. Bursa ve çevresinde tarihsel dönemde olmuş büyük depremlerin listesi. Bu depremlerin yerleri çok duyarlı değildir. 1885 depremi tarihsel dönemin en iyi bilinen ve Bursa ve çevresini en çok etkileyen büyük depremlerden biridir. IX değerinde hasar şiddeti (büyüklük değil) ile verilen bu depremin izleri bugün dahi Bursa'daki eski yapılarda gözlenebilmektedir.

Date year month day	O-Time Hr Min	Lat. N	Lon. E	Int. MSK	QL	Remarks	SELLAMİ VE DİÖ, 1997
0029 11 24		40.4	29.7	IX	B	Iznik, İzmit	
0033		40.4	29.7	VIII	B	Iznik, Kocaeli, Bursa	
0069 01 02		40.4	29.7	VII	B	Iznik, İzmit	
0120		40.4	29.7	VIII	A	Iznik, İzmit	
0129		40.4	29.4	VIII	B	Iznik, Zeytinbağ	
0368 10 11		40.4	29.7	VII	B	Iznik	
0378		40.4	29.7	VI	C	Iznik	
0715		40.4	28.9	VIII	B	Iznik, Bandırma, Erdek	
0985 09 23		40.4	28.9	IX	A	Iznik, İstanbul	
1064 09 23		40.4	28.9	IX	A	Iznik, Bandırma, Murefte, İstanbul (Tsunami)	
1417		40.2	29.1	VII	C	Bursa	
1674		40.2	29.1	VII	C	Bursa	
1855 02 28	03.00	40.2	29.0	IX	A	Bursa, Kemalpaşa	
1855 04 11	19.40	40.2	29.1	X	A	Bursa (fault occurrence)	
1855 12 15	21.30	40.2	29.1	VI	CB	Bursa, İstanbul	
1858 04 19		40.2	29.0	VI	B	Bursa	
1860 06 04		40.2	29.1	VII	A	Bursa vicinity (rock fall)	
1862 01 11				VI	B	Bursa, Çanakkale	
1863 11 06	10.00			IX	A	Gemlik Bay, Umurbey, Bursa, İstanbul, Gelibolu	
1866 02 14	03.15	40.2	29.1	VI	B	Bursa vicinity	
1866 09 22	10.00			VI	B	Uşak, Bursa	
1871 02 24	01.00	40.2	29.1	VI	B	Bursa vicinity	
1872 01 17		40.2	29.1	VI	A	Bursa	
1876 04 17		40.2	29.1	VI	B	Bursa vicinity	
1881 12 30		40.2	29.1	V	B	Bursa vicinity	
1884 02 01		40.2	29.1	VI	B	Bursa vicinity	
1886 10 06		39.5	28.9	VIII	A	Gökcedağ, Balıkesir, Tavşanlı, Kütahya	
1887 09		40.2	29.1	VI	B	Bursa vicinity	
1895 01 21		40.4	29.7	V	B	Bursa vicinity	
1897 03 14	09.30	40.4	29.1	V	C	Gemlik vicinity	
1899 05		40.2	29.1	V	C	Bursa vicinity	

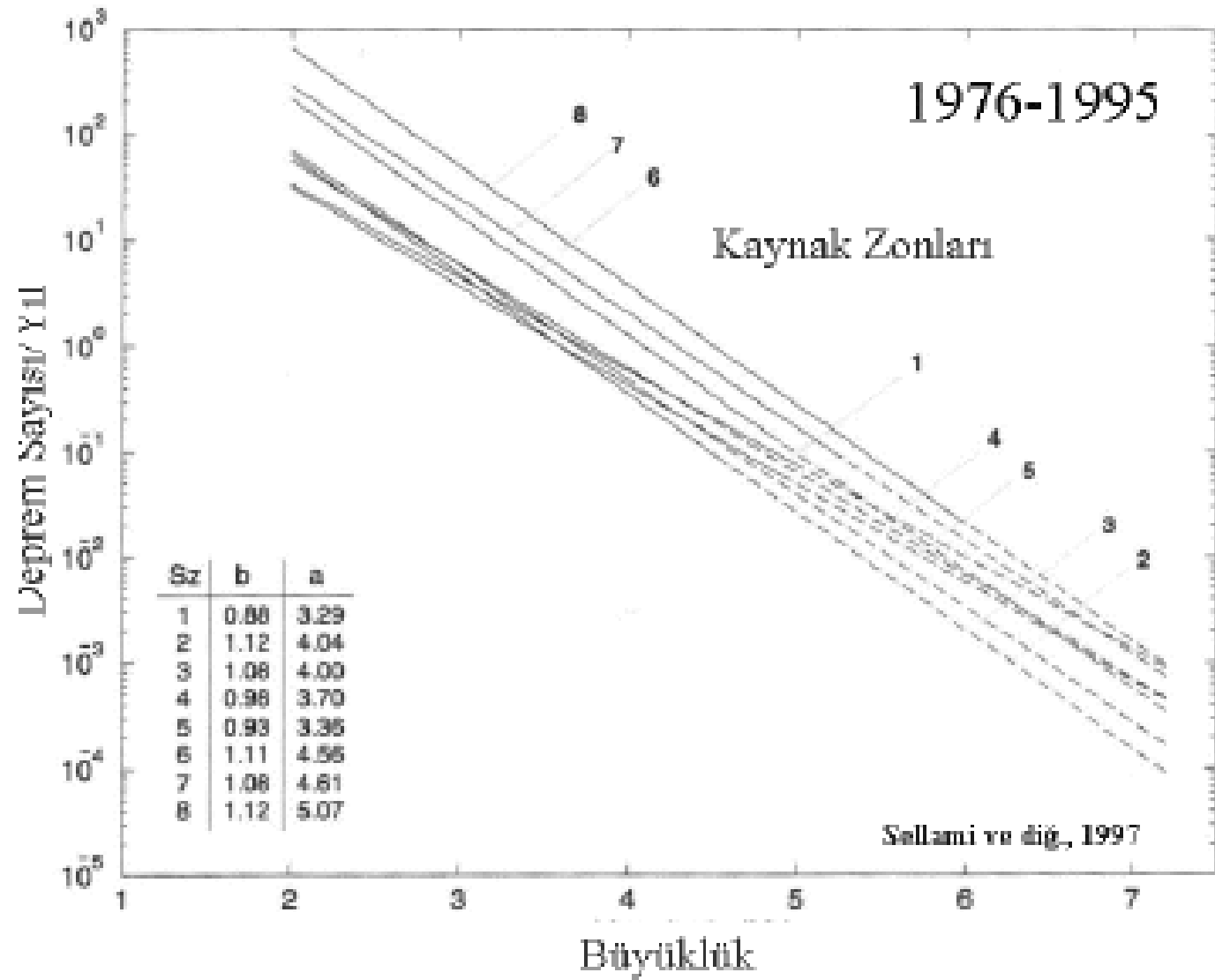
Table 1: Historical earthquakes in the Bursa region (39.5-40.5N / 28.7-29.7E). QL: quality of data (A = good, B = fair, C = unreliable). Data compiled after Soysal et al. (1981).



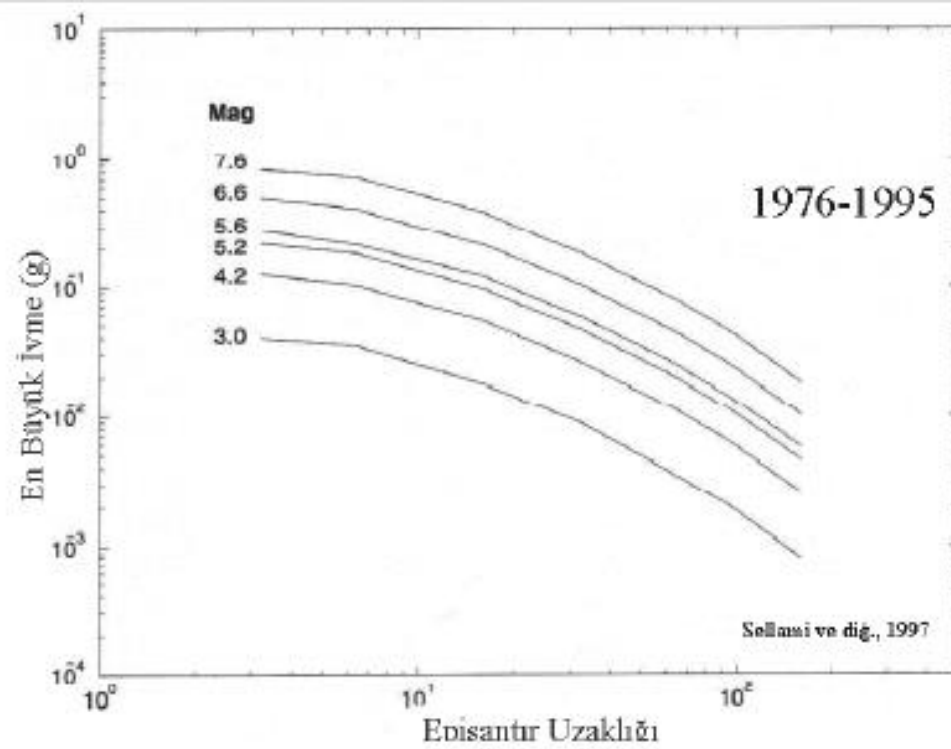
1976-1995

- Kuzey Marmara (1)
- Yalova-Çınarcık (2)
- İzmit-Gölcük (3)
- Gemlik körfezi (4)
- Bursa Uluabat (5)
- Sayfiye-İnegöl (6)
- Emet bölgesi (7)
- Çataltepe çevresi (8)

Sellami ve diğ. (1997)



Şekil 6



Şekil 7

Çizelge 3.

İSTATİKSEL OLARAK KAYA ÜZERİNDE BEKLENEN İVMELER 1976-1995	
BURSA (40.2K - 29.1E Koordinatları Merkez) %10 Açılma Olasılığı	
10 yıl	0.24 g
50 yıl	0.36 g
100 yıl	0.43 g