



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

84



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research
(Bull. Earthq. Res.)*



Nisan [April] / 2000
Cilt [Volume]: 28

Sayı [Issue]: 84

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Fraktal Analiz ile Türkiye'deki Doğrultu Atımlı Fayların Yapısal ve Sismolojik Özelliklerinin Belirlenmesi [Determination of Structural and Seismological Properties of Strike-Slip Faults in Turkey by Using Fractal Analysis]

Ali Osman ÖNCEL 5-109



Fikret KURAN
İng. Mak.

T. C.
BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

84



T. C.
BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

84

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

*

Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi

*

Sahibi
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına
Mustafa TAYMAZ
Afet İşleri Genel Müdür V.

*

Yazı İşleri Müdürü
Dr. Günruh BAGCI
(Jeofizik Y.Müh.)

Afet İşleri Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı

*

Posta Kutusu 763
Kızılay-ANKARA

*

Telefon: 287 36 45 - 287 36 46

GİM Ofset
Tel: 395 25 73 - ANKARA

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL 28

SAYI 84

NİSAN 2000

BU SAYIDA

Fraktal Analiz İle Türkiye'deki Doğrultu Atımlı Fayların
Yapısal ve Sismolojik Özelliklerinin Belirlenmesi A. OSMAN ÖNCEL

FRAKTAL ANALİZ İLE TÜRKİYE'DEKİ DOĞRULTU ATIMLI FAYLARIN YAPISAL VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

Ali Osman Öncel

Istanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850, Avcılar, İstanbul

ÖZET

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) Türkiye'deki sismik etkinlik gösteren büyük doğrultu atımlı fay zonlarıdır. Bu tez çalışmasında, Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları boyunca görülen deprenselliğin uzay ve zaman ortamlarındaki değişimleri araştırılmıştır. Verinin yeterli görüldüğü KAFZ'nun batı (24° - 31° D) ve orta (31° - 41° D) bölümlerinde de, deprem episantrlarının fraktal (korelasyon) boyutu D_c ve Gutenberg-Richter bağıntısının b değeri hesaplanarak, deprenselliğin zamana bağlı değişimleri incelenmiştir. Deprem episantrları dağılımlarından ve fay dağılımlarından fraktal boyut ve sismik b -değerlerinin zaman ve uzay ortamındaki değişimlerinin incelenmesinde sırasıyla, korelasyon integral, kutu sayma ve en büyük olasılık yöntemleri kullanılmıştır. Kullanılan deprem ve fay verisi sırasıyla, 1900 ve 1992 zaman döneminde oluşmuş $M \geq 4.5$ magnitudü depremler ve 1:1000.000 ölçeğindeki Türkiye Diri Faylar Haritası'ndaki (Şaroğlu ve diğ., 1992) kırklardır.

Doğrultu atımlı fay zonlarının uzay ortamındaki özellikleri deprem verileriyle incelenmiş, fay zonunun yapısal ve mekanik özellikleriyle ilişkili olabilecek sistematik uzaysal değişimler bulunmuştur. Özellikle, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı bölümündeki büyük değişme bu yüzyıl deprenselliği için en büyük korelasyon boyutu ve en küçük b değeriyle ilişkilidir. Ayrıca, deprem episantrlarının fraktal boyutu D_c ve sismik b değerleri arasında, Japonya'da ve Güney Kaliforniya'da yapılan bölgesel incelemelerde rapor edilen sonuçlara benzer bir negatif korelasyon bulunmuştur. Sismik risk analizlerinde fay zonunun genel özellikleri dikkate alınarak yapılan bölgelendirmeden farklı olarak deprem sayısına göre (bu çalışmada $n=100$) yapılan daha ayrıntılı bölgelendirmede bu parametreler arasında bariz bir negatif korelasyon bulunmuştur.

KAFZ'nun orta bölümünde (31° - 41° D) deprenselliğin süreye bağlı değişimlerinden, sismik b değerinin 0.6 ve 1.0 arasında değiştiği ve fraktal boyutun 0.6-1.4 arasında değiştiği

bulunmuştur. Her iki parametre de ölçüm tekniğinden ve kullanılan deprem verisinden kaynaklanabilecek belirli ölçüdeki hatayla birlikte önemli değişimleri göstermektedir. Sismik b ve D_c parametresi arasında oldukça büyük negatif bir korelasyon ($r=-0.85$) gözlenmiştir. Benzer bir ilişki daha önce Kaliforniya ve Japonya depremleri için de bulunmuştur (Hirata,1989;Henderson et al.,1992). KAFZ'nda bu yüzyılın başlarındaki büyük depremler küçük b ve büyük D_c değerleriyle ilişkili olup, sırasıyla daha büyük gerilme şiddeti ve episantr dağılımındaki büyük yığılma ile uyumlu görünmektedir. Ayrıca, KAFZ'nun tamamı boyunca ($24^\circ-45^\circ D$ boyları arası) yaklaşık olarak ($M \geq 6$) büyük depremlerin episantrları çok zayıf bir istatistik trend ($r=-0.33$) ile batıya doğru temporal bir göç göstermektedirler.

KAFZ'nun batı ($24^\circ-31^\circ D$) bölümündeki depremselliğin süreye bağlı değişimlerinden, b değerinin 0.6-1.6 ve fraktal boyut D_c değerinin 0.6-1.4 arasında değiştiği bulunmuştur. Sismik b değeri ve D_c değeri arasında negatif bir ilişki bulunmuştur ($r=-0.56$). Bunun dışında, oluşum oranı ($\log N$) ile, sismik b değeri arasında istatistiksel olarak önemli sayılabilecek pozitif bir korelasyon ($r=0.61$) ve $\log N$ ile fraktal boyut D_c arasında negatif bir korelasyon ($r=-0.64$) görülmüştür. 1970 den sonra istasyon ağındaki gelişmeye bağlı olarak, deprem oluş oranı N'de büyük bir artış görülmektedir. Depremsellikte istasyon sayısına bağlı bu ani değişimden dolayı, sismik b ve D_c arasında gözlenen negatif ilişki yerin fiziksel davranışından çok istasyon sayısındaki artış ile ilişkili olabilir.

Türkiye Diri Fay Haritasındaki kırık dağılımlarının kutu sayma yöntemiyle analiz edilmesinden, Türkiye'deki diri faylar için fraktal "kapasite" boyutunun $0.9 < D_0 < 1.6$ arasında değiştiği bulunmuştur. Fraktal boyutun yüksek değerleri şiddetli kırılma ve farklı doğrultulardaki fayların yoğun dağılımıyla ilişkilidir. Fraktal boyutun düşük değerleri ise doğru şekilde tek bir fayla ya da veri setinde tali fayların eksik olması ile ilişkilidir.

SUMMARY

DETERMINATION OF STRUCTURAL AND SEISMOLOGICAL PROPERTIES OF STRIKE-SLIP FAULTS IN TURKEY BY USING FRACTAL ANALYSIS

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ), the East Anatolian Fault Zone (EAFZ), and the North East Anatolian Fault Zone (NEAFZ) are seismically active strike-slip fault zones transcending the Anatolian plate in E-W and N-S directions. In this thesis, the spatial and temporal variations of seismicity along the strike-slip faults in Turkey are investigated by using the Gutenberg-Richter b-value and the fractal (correlation) dimension of earthquake epicenters and fault populations. This investigation covers a period between 1900 and 1992 in the strike-slip fault zones in Turkey for earthquakes of $M \geq 4.5$. Furthermore, the temporal variations of seismicity along the west (24° - 31° E) and the central (31° - 41° E) part of the NAFZ are determined from fractal analysis by using the b-value and the fractal dimension of earthquake epicenters. For the study of spatial and temporal variations of the fractal dimension of earthquake epicenters, fault populations and the b-value, the correlation integral, box-counting method and the maximum likelihood method are used respectively.

In the examination of spatial characteristics of strike-slip fault zones from the earthquake data, systematic spatial variations are found which may be related to structural or mechanical variability along the strike. In particular the large change in strike at the northern apex of the NAFZ is associated with the highest correlation dimension and lowest b-value for seismicity in this century. The correlation dimension and the b-value show a negative correlation with respect to each other, similar to results reported in other regional studies of Japan and Southern California. This statistical correlation is stronger when more objective seismic zoning is carried out (based on number of events, $n=100$ in this study) rather than more subjective seismotectonic zoning in common use in seismic hazard analysis.

In the examination of the temporal characteristics of seismicity for the central NAFZ (31° - 41° E), the b value varies temporally between 0.6 and 1.0, and D_C between 0.6 and 1.4, both representing significant fluctuations above the errors in measurement technique. A strong negative correlation ($r=-0.85$) is observed between b and D_C , consistent with previous observation of seismicity in Japan and southern California. Major events ($M_s \geq 7$) in the early part of this century

are associated with low b and high D_C , respectively consistent with greater stress intensity and greater spatial clustering of epicenters-both implying a greater degree of stress concentration at this time. However the (log of) event rate N is negatively correlated with a similar degree of statistical significance with b ($r=0.6$) and positively correlated with D_C ($r=0.4$), so that high event rates are associated with low b -value (a greater proportion of large events) and high D_C (greater clustering of epicenters). Furthermore, the largest earthquakes ($M_s \geq 6$) on the average show a westward temporal migration of epicenters along the whole fault zone (24° - 45° E), but with only a very weak statistical trend (regression coefficient $r=-0.33$).

In the examination of the temporal characters of seismicity for the western part of NAFZ (24° - 31° E), the b value ranges from 0.6-1.6 and D_C from 0.6 to 1.4. The b -value is found negatively correlated with D_C ($r=-0.56$). However, the (log of) event rate N is positively correlated with a similar degree of statistical significance with b ($r=0.61$) and negatively correlated with D_C ($r=-0.64$). Since N increases dramatically with improved station coverage since 1970, the observed negative correlation between b and D_C is therefore more likely to be due to this effect rather than any underlying physical process in this case.

In the examination of spatial characters of strike-slip fault zones, the capacity dimension is obtained from the Active Fault Map of Turkey, by using box counting method. The capacity dimension varies between $0.9 \geq D_0 \geq 1.6$, depending on the degree of complexity of fault zones. High values of fractal (capacity) dimension are related to zones with dense patterns of faults of different strike and high degree of fracturing. Low values of fractal (capacity) dimension are related to regions with a predominant linear fault zone or the absence of determination of branching faults along the main fault.

I.GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Önemi ve Amacı

Doğa'da geometrisi kırıklı, zikzaklı ve karmaşık yapıların geometrik özellikleri fraktal kavramı ile açıklanabilmektedir (Mandelbrot,1983). Düzgün geometriye sahip ve boyutları tamsayılarla ifade edilen doğru, yüzey ve kübik yapıların dışında kalan, doğa'daki düzensiz yapıların geometrilerinin fraktal kavramı ile açıklanabilmesi yirminci asrın en önemli olaylarından biridir (Jaggi ve diğ., 1993). Doğada kırık sistemlerinin geometrik özelliklerinin ve deprem dağılımlarının ölçekle değişmeyen bir özelliğe sahip olmaları, fay sistemlerinin yapısal ve sismolojik özelliklerinde fraktal kavramı ile tanımlanabileceğini göstermektedir (Mandelbrot, 1983). Hirata'nın (1989a) Japonya'daki fay sistemlerini, Aviles ve diğ.(1987) ile Okubo ve Aki'nin (1987) San Andreas fayının geometrik özelliklerini ve Turcotte (1986)'nın litosferdeki parçalanmaları incelemek amacıyla fraktal analizi uygulamaları bu yaklaşımın ilk örnekleridir. Fraktal özelliğin ölçüsü fraktal boyuttur. Fraktal boyut, ölçü yöntemine bağlı olarak değişik anlamlara sahiptir.

Gutenberg-Richter bağıntısı ile temsil edilebilen deprem oluş sayısı ile deprem büyüklüğü arasındaki ilişkinin bir fraktal dağılım olduğu önerilmiştir (Aki, 1981; Turcotte, 1986). Bu görüş, sismik kaynağın bir dislokasyon modeli ile açıklanabileceği varsayımına ve yinelenme aralığının ölçekten bağımsız olduğu düşüncesine dayanmaktadır (Sornette, Vanneste ve Sornette, 1991). Sismik tehlike analizlerinde sıkça kullanılan Gutenberg-Richter bağıntısı;

$$\log N = a - bM \quad (1.1)$$

deprem oluş sayısı ile magnitüd, dolayısı ile sismik moment ve fay uzunluğu arasındaki bir üstel ilişkiyi gösterir. Burada N, incelenen zaman döneminde bir bölgede oluşan magnitüdü M den daha büyük depremlerin sayısı, a bir sabittir. b ise deprem oluş mekanizmasını yansıtan bir parametredir. Laboratuvarında yapılan kırma deneyleri, sismik b-değeri ile kayaçların kırılma geometrisini tanımlayan fraktal boyutun ilişkili olduğunu göstermiştir (Hatton, Main ve Meredith, 1993). Depremlerin dinamik olmayan özellikleri üzerine yazılmış son yayınların çoğunda bu konuya ilişkin belirli bir varsayım olmasına rağmen, fay sistemlerine yapılan uygulamalar

yetersizdir. Sismik b-değeri büyük depremlerden önce, sonra veya esnasında (Smith, 1986) ve belirli koşullar altında yapılan laboratuvar deneylerinde sistematik değişimler göstermektedir (Main ve diğ.,1990). Laboratuvar koşullarında görülen benzer değişimler, kayaç süreksizliğine (Mogi, 1962) veya gerilmede ki değişimlere bağlanmıştır (Scholz, 1968). En son çalışmalarda kaydedilen ilerlemelerle beraber, K/K_c (burada K gerilme, K_c kırığın dayanımı) ile b değeri arasında negatif bir ilişki olduğu bulunmuştur (Main ve diğ., 1990).

Depremselliğin fraktal özelliklerinin belirlenmesi ve farklı ölçek ve lokasyonlarda ki farklı özelliklerin açıklanması için birden fazla boyut gerekmektedir (Sornette, Vanneste & Sornette, 1991). Depremselliğin zaman ve uzay dağılımlarından, fay dağılımlarından fraktal boyutların hesaplanmasıyla ilgili geliştirilmiş bir çok yöntem mevcuttur (Turcotte, 1992). Prensipite, değişik yöntemlerle bulunan fraktal boyutlar fay sistemlerinde sismik etkinliğin düzensizlik derecesinin kantitatif bir ölçümü olarak kullanılabilirler. Bu parametreler sırasıyla, gerilme alanından kaynaklanan yapısal, mekanik ve jeolojik düzensizliklerle ilişkilidir. Bu nedenle, farklı yöntemlerle elde edilen fraktal boyutlar ölçek değişmezliğinin farklı özelliklerini yansıtır ve birbirleriyle pozitif ilişkili olsalar bile eşit olmamaları gerekir. Mesela, kutu sayma yöntemleriyle (box-counting methods) belirlenen kapasite boyutu D_0 (Feder, 1989), grid ölçeğinin değişimine göre bir kırık sisteminin uzaysal dağılım özelliğini ölçer (Hirata, 1989a). Fay uzunluk dağılımını karakterize eden fraktal boyut D (sismik b değeri ile orantılı) küçük ve büyük ölçekli sismojenik fayların (Aki, 1981; King,1983) veya akustik emisyonla (mikrodepremsellik) üretilen çatlakların (Main et al.,1990) göreceli oranını ölçer. Korelasyon boyutu D_c bir nokta setinin yağılma veya dağılım özelliklerinin bir ölçüsüdür (Grasberger, 1983). Korelasyon boyutu D_c , hem deprem episantrlarının dağılımlarına (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989b) hem de laboratuvar da akustik yöntemle üretilen mikrodepremlerin dağılımlarına (Hirata et al., 1987) uygulanmıştır.

Yukarıdaki çalışmalarda, yerbilimleri ve özellikle sismolojideki önemi belirtilen fraktal analiz yöntemleriyle bu tez çalışmasında yapılması amaçlanan başlıca çalışmalar şunlardır:

1) Türkiye deki doğrultu atımlı fay sistemlerinde (Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu(DAFZ), Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ)) depremlerin magnitüd ve episantır dağılımlarını fraktal yöntemlerle incelemek, fay zonlarının yapısal ve sismolojik özelliklerindeki değişimleri magnitüd dağılımlarından hesaplanan sismik b ve episantır dağılımlarından hesaplanan fraktal korelasyon boyutu (D_c) değerlerindeki değişimlere bağlı olarak araştırmak.

2) KAFZ'nun morfolojik olarak çok daha iyi tanımlanmış olduğu orta (31° - 41° D) ve batı bölümlerindeki (24° - 31° D) depremsellikten hesaplanacak sismik b-değeri ve fraktal korelasyon boyutu D_c 'nin süreye bağlı değişimlerini incelemek ve bu değişimlerin büyük depremlerle ilişkisini araştırmak.

3) Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu, 1992) kullanılarak incelenen fay zonları boyunca fraktal kapasite boyutunun değişimini incelemek ve fay sistemindeki yapısal düzensizlik ve yoğunlukları belirlemeye çalışmaktır.

1.2. Fraktal Geometri ve Özellikleri

Klasik öklidiyen geometride, eğrinin boyutu 1, düzlemin boyutu 2 ve kübün boyutu 3 olarak tanımlanır. Bu topolojik boyut (D_t) olarak bilinir ve tam sayılarla ifade edilir. Fraktal geometride ise bir eğrinin boyutu (D) eğrinin karmaşıklık derecesine göre 1 ve 2 arasında herhangi bir değere sahiptir. Benzer şekilde, bir düzlem de 2 ve 3 arasında değişen bir fraktal boyuta sahiptir. Latince fractus kelimesinden türetilen fraktal kavramı parçalanmış ve bölünmüş anlamına gelir. Bu kavramın matematiksel ifadesi, Hausdorff ve Besicovitch isimli matematikçiler tarafından verilmiştir (Mandelbrot, 1983). Polonyalı bir matematikçi olan Benoit B. Mandelbrot fraktalları, "topolojik boyutu aşan Hausdorff-Besicovitch boyuta sahip bir set" olarak tanımlamıştır (Mandelbrot, 1977, s.15). O zamandan beri, tanımı değiştirilen fraktalların henüz kesin bir tanımı yoktur (Feder, 1988). Fraktal kavramı, yalnızca matematikte değil, aynı zamanda akışkanlar mekaniği, fizyoloji gibi farklı alanlarda uygulanabilme potansiyeline sahiptir. Kendine benzer (self-similar) (kendisine benzeyen parçalardan oluşmuş cisim) bir geometriye sahip yapıların analizinde güçlü bir araç olarak kullanılan fraktal kavramı ile (Mandelbrot, 1983), farklı ölçeklere ve düzensizliklere sahip, pürüzlü ve düzensiz olan doğal yapılardaki büyük değişim tarif edilebilmektedir (Mandelbrot ve diğ., 1984).

Doğada uzaysal dağılımları çok düzensiz yapılar olarak tanımlanabilen fraktal cisimler, kendine benzer, hiyerarşik, karmaşık ve topolojik boyutlardan daha büyük fraktal boyut değerine sahip kırılmış geometrik cisimlerdir. Fraktal özellik matematiksel olarak fraktal boyutu ifade eden D parametresi ile tanımlanır. Bu parametre, yapının ne kadar büyütüldüğüne veya görünüm açısının değişip değişmediğine bakılmaksızın, değişmeyen fraktal yapıya ait bir özelliktir. Fraktal düşüncesinin gelişmesindeki ana etken boyut fikridir. Fraktal geometri (Mandelbrot, 1983),

gürültü ve bulutlar, sahilboyu, manzara gibi doğal olarak oluşan yapıların modellenmesinde bir veri olarak kabul edilmektedir (Pentland,1984). Fraktal şeklin özelliği, herhangi bir karakteristik uzunluk (zaman) ölçeğinden başkadır (Jones,1989).

Fraktalların türetilmesi, eğriler ve yüzeyler gibi doğa'daki uzaysal dağılımların çoğunun parçalı ve düzensiz olmasına dayanır. Bu düzensizliğin, klasik geometriyle modellenmesi zordur. Mesela, bir adanın sahil çizgisi ne düz ne de daireseldir. Bu nedenle, klasik eğrilerle sahil çizgi şeklinin aşırı düzensizliğe ve hataya neden olunmadan tarifi mümkün değildir.

1.2.1. Ölçekle Değişmezlik

Jeolojik olayların ölçek bağımsız oldukları, jeoloji öğrencilerine ilk öğretilen kavramlardandır. Örneğin, bir jeolojik yapının fotoğrafı çekilirken ölçeği belirlemek amacıyla ön plana bir çekiç, bir madeni para veya bir insan yerleştirilmesi adet olmuştur. Bir ölçek belirlemeden fotoğrafın hangi büyüklükte bir alanı veya hangi büyüklüklerde cisimleri içerdiği anlaşılabilir. Jeolojide çok küçük ve çok büyük ölçeklerde görülebilen yapılar vardır. Self similar (kendine benzer) kıvrımlanmalar ve faylar bunlardandır.

Jeolojik anlamda fraktal kavramı ilk defa Mandelbrot (1967) tarafından ortaya konulmuştur. Kayalık bir kıyı çizgisinin uzunluğunun ölçü çubuğunun boyu küçüldükçe üstel bir ilişki ile artması Mandelbrot'un dikkatini çekmiş ve bu artışı bir fraktal (parçasal) boyut ile ilişkilendirmiştir. Bu gözlemin dayandığı esas, kıyı çizgisinin ölçek değişmez özelliğe sahip olmasıdır. Örneğin, bir ölçek belirlemeden bir kıyı çizgisinin 10 m, 1 km veya 100 km yükseklikten çekilmiş fotoğrafları ayırt edilemezler.

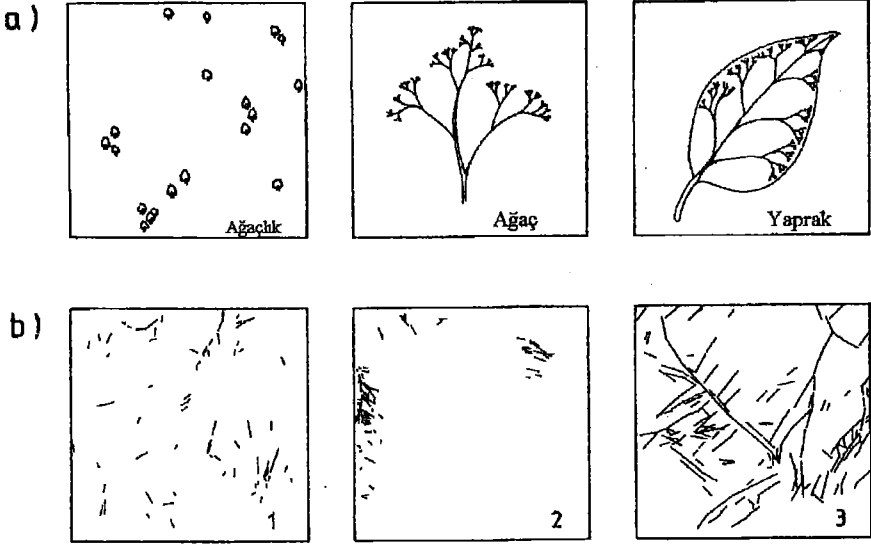
Pek çok jeolojik olay ölçekle değişmezlik özelliği gösterir. Bunlara örnek olarak, kayalık parçaları, faylar, depremler, volkan lavları, mineral yığılımları ve petrol alanlarının frekans-büyüklik dağılımları gösterilebilir. Bir fraktal dağılım, belirli bir büyüklükten daha büyük cisimlerin sayısı, büyüklükleri arasındaki ilişkiye dayanan bir güç-yasası özelliği gösterir. Jeolojik olaylara güç-yasasının istatistiksel olarak ampirik uygulaması fraktal kavramı bulunmadan çok önce farkedilmiştir. Buna güzel bir örnek, depremlerin oluş büyüklükleri ve sayıları arasındaki istatistiksel dağılımı veren Gutenberg-Richter bağıntısıdır (Gutenberg ve Richter, 1954).

Güç-yasası dağılımları jeolojik olaylara uygulanan tek istatistiksel dağılım değildir. Diğer örnekleri normal dağılım ve log-normal dağılımdır. Ancak, güç-yasası dağılımı karakteristik uzunluk ölçeği olmayan tek dağılımdır. Bu nedenle, güç-yasası dağılımı ölçekle değişmezlik özelliği gösteren olaylara uygulanabilir. Şayet olayların belirli bir sayısı istatistik olarak bağımsız

iseler, merkezi-limit teoremi Gauss dağılımının uygulanması için bir temel sağlar. Ölçekle değişmezlik, güç-yasasının fraktal dağılıma uygulanması için akılcı bir esas sağlar. Fraktal kavramı topografya gibi sürekli fonksiyonlara da uygulanabilir. Mandelbrot (1982) fraktal kavramlarını gerçek görüntülere çok benzeyen sentetik görüntüler üretmek için de kullanmıştır. Fraktal boyut cisimlerdeki düzensizliğin bir ölçüsüdür. Yeryüzü topografyası pek çok etkilerin bir toplamıdır. Topografya, faylanma ve bükülme gibi tektonik süreçlerle meydana gelir, sedimantasyon ve erozyon tarafından tahrip edilir ve değiştirilir. Erozyonun ölçekle değişmez ve fraktal olduğuna bir kanıt olarak, klasik bir fraktal ağacın örneği olan bir nehir sistemi gösterilebilir.

1.2.2.Kendine Benzerlik

Fraktal geometrinin en önemli özelliği, kaotik ve karmaşık sistemlerin düzenini ortaya koymasıdır. Kompleks ve karmaşık sistemlerin en azından fraktal anlamında bir düzeni olduğunun anlaşılması insanlığın önünde yeni ufuklar açan büyük bir yeniliktir. Fraktal cisimlerin veya yapıların en önemli özelliği ise, sonsuza değin bir ayrıntı sunmalarıdır. Her ayrıntının gereksiz bir tekrarı değil, kendine benzerlik "self-similarity" özelliği taşıması hadisesi, gerçekten fraktal geometrinin en önemli özelliğidir. Bunun anlamı, bir fraktal cisimden veya görüntüden alınan detayların, alt görüntü ve detaylara benzemesidir. Doğada da bu özellik gözlenebilir. Bir ağaç doğada kendine benzerlik özelliği gösteren cisimlere güzel bir örnektir ve bir çok ölçekte geometrisi kendine benzerdir. Fraktal boyut ile bir ağacın dallarının geometrisi belirlenebileceği gibi bir yaprağın damarlarının şekli de belirlenebilir (Şekil 1.1a). Uçaktan bakıldığında ağaç bir nokta gibi görünebilir ve ağaçların arazideki dağılımları fraktal boyut ile gösterilebilir. Böyle bir ölçekte ormanı ve ormanı meydana getiren ağaçların dağılımını temsil edecek fraktal boyut, rüzgar ve soğuk gibi dış etkenler altında oluşan davranışı yansıtır. Daha küçük bir ölçekte, dallara benzeyen lif boşlukları için bulunacak fraktal ise, böyle bir ölçekte oluşan fiziksel davranışı temsil edecektir. Bu nedenle, bir sistemin geometrisi sistemi geliştiren fiziksel şartların göstergesi olabilir ve fiziksel davranışın göreceli önemine bağlı olarak değişir. Çok farklı ölçeklerdeki kırıklardan oluşan fay sistemleri de fraktal boyutları ile belirlenebilir. Şekil 1.1b de farklı ölçekte fakat üç ayrı gruba ayrılan fay haritaları gösterilmiştir. Bu haritalardaki kırık dağılımlarından kutu sayma yöntemiyle elde edilen fraktal boyutlar farklı anlamlar taşırlar. Örneğin, 1 deki harita için fraktal



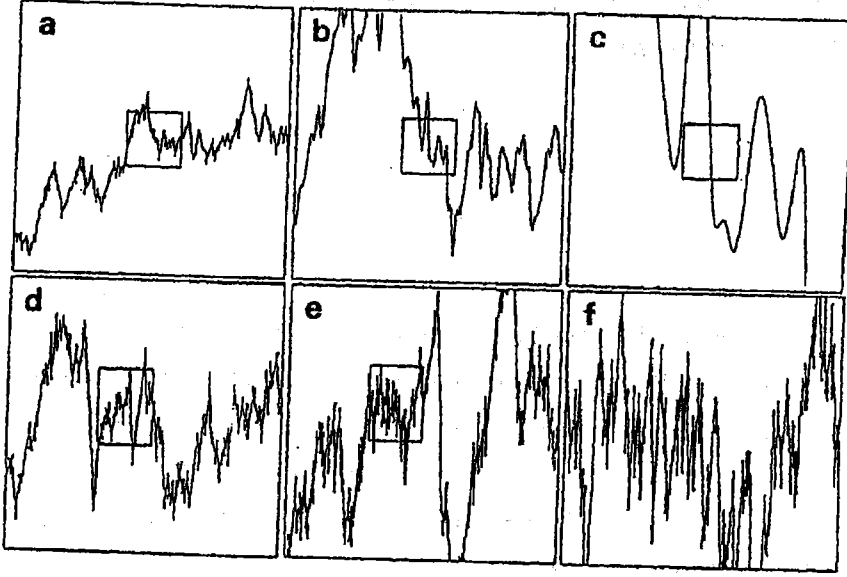
Fay haritası

Şekil 1.1. Doğadaki fraktal cisimler. a) Farklı ölçeklerde ağaçların farklı özellikleri görülebilmektedir, b) Aynı ölçekte fakat üç ayrı gruba ayrılan fay haritaları. 1 arazideki dağılımın, 3 fay geometrisini, 2 ise her ikisini birden yansıtmaktadır (Hirata 1989'dan alınmıştır).

boyut fayların arazideki dağılımlarının bir ölçüsüdür, 3 deki harita için ise fraktal boyut fay sisteminin geometrisinin (dallanma geometrisi) bir ölçüsüdür. Fraktal özellik göstermeyen bir dağılımda, dağılımın bütünü ne kadar karmaşık olursa olsun dağılımın parçaları basit olabilir. Örneğin, Şekil 1.2a da gösterilen karmaşık fakat fraktal özellik göstermeyen eğriyi göz önüne alalım. Eğri yeterince büyütülürse Şekil 1.2c de kutu içindeki parçası bir doğru olacaktır. Şimdi Şekil 1.2d de gösterilen karmaşık fakat fraktal bir eğri gözönüne alınır ve eğri büyütülürse eğrinin herhangi bir parçasının eğrinin tümü kadar karmaşık olduğu görülecektir.

1.2.3. Fraktal Dağılımın Tanımı

Faylanma ve kırılma yerkabuğunun şekillenmesinde etken olan en önemli olaylardır. Yerkabuğunda kırılmalar ve parçalanmalar, ayrışma, patlamalar, meteorik çarpmalar, faylanmalar



Şekil 1.2. Fraktal özellik göstermeyen bir karmaşık eğrinin (a) bir parçası (c) basit bir eğridir. Fraktal özellik gösteren bir karmaşık eğrinin (d) bir parçası basit bir eğri olmayıp fraktal eğrinin özelliklerini gösterir (e) ve (f) (Ito, 1992'den alınmıştır).

(veya depremler) ve başka birçok sebeplerle oluşabilir. Kırılma sonunda oluşan parçaların büyüklüklerine göre kümülatif sayısı bir üstel bağıntı ile gösterilebilir. Böyle bir bağıntı fraktal dağılımı tanımlamaktadır (Mandelbrot, 1983). Daha önce de belirtildiği gibi bir fraktal dağılımda bir parçanın karmaşıklığı tüm dağılımın karmaşıklığı ile aynıdır. Diğer bir deyişle bir parçanın istatistiksel özellikleri tüm dağılımın istatistiksel özelliklerine benzemektedir. Bu fraktal dağılımın özelliğidir.

Fraktal dağılımın ölçüsü olan fraktal boyut D_f 'yi tanımlamak için kendine benzerlik kavramından yararlanır. Bunun anlamı, eğrinin veya yüzeyin her bir parçası bütünü küçültülmüş bir parçası olarak düşünülebilir demektir. Doğrusal karakteristik boyutları r_1 olan cisimlerin sayısı (N_1) ile karakteristik boyutları arasında;

$$N_1 = C/r_1^{D_f} \quad (1.2)$$

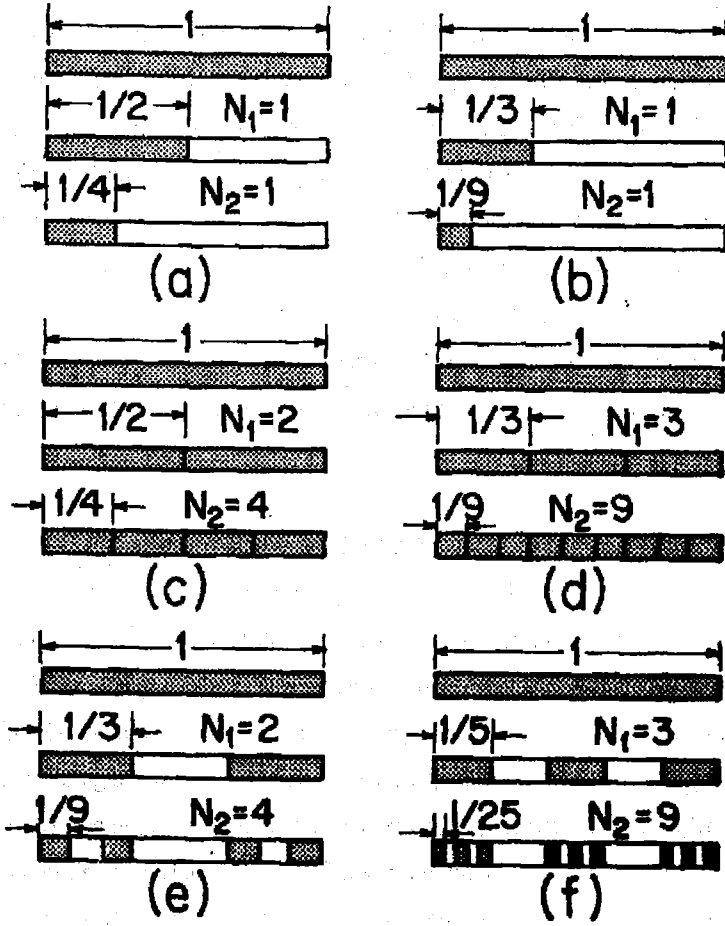
şeklindeki bir ilişki D fraktal boyutu ile bir fraktal dağılımı ifade eder. C bir sabittir, Bu bağıntıdan hareket ederek fraktal boyut D,

$$D = \frac{\log(N_{n+1}/N_n)}{\log(r_n/r_{n+1})} \quad (1.3)$$

şeklinde tanımlanabilir. Burada r, benzerlik oranıdır ve N, eğriyi örtmek için gereken adımların sayısıdır (Mandelbrot, 1967). (1.2) ve (1.3) ile verilen matematiksel gösterimler bir sonsuz aralıkta geçerlidir; fakat herhangi bir fiziksel uygulama için fraktal dağılımın alt ve üst sınırları olmalıdır. (1.2) ve (1.3) ile verilen tanımlarda karakteristik bir uzunluk ölçeği bulunmamaktadır. D ile verilen fraktal boyut büyük ve küçük cisimlerin göreceli önemini göstermektedir (Mandelbrot,1983; Turcotte,1992).

1.2.3.1. Tek Boyutlu Yapılarda Fraktal Özellik

Tek boyutlu yapılarla ilgili örnekler Şekil 1.3'de gösterilmiştir. Şekil 1.3(a)da birim uzunlukdaki bir doğrunun boyu ikiye bölünür ve biri atılır. Tutulan parça sayısı $N=1$ dir ve kenar uzunluğu $r=1/2$ dir. Kalan parça tekrar $r=1/4$ olan iki parçaya bölünür ve yine biri atılır. Tutulan parça sayısı $N_2=1$ 'dir. $\ln(N_2/N_1)=\ln 1=0$, $\ln(r_1/r_2)=\ln 2$ olduğundan (1.3)'den $D=0$ bulunur. Bu fraktal boyut bir noktanın topolojik boyutuna eşittir. Bu işlem daha yüksek mertebelere kadar sürdürülebilir, fakat her bir n mertebesinde $N_n=1$ 'dir. Mertebe sonsuza yaklaştıkça kalan doğrunun uzunluğu sifra yaklaşır ve bir nokta olur. Böylece, bir noktanın topolojik boyutu (0) bulunur. Bu durum Şekil 1.3(b)de verilen uygulamaya benzerdir. Bu örnekte, doğru parçası üçe bölünür ($r_1=1/3$) ve bir parça tutulur ($N_1=1$). Bir sonraki adımda $r_2=1/9$ ve $N_2=1$ olur. Bu işleme sonsuz kere devam edilirse yapı gene bir nokta olmaya eğilimlidir ve $D=0$ dir. Şekil 1.3(c)de birim uzunlukdaki parça ikiye bölünmüş ve ikiside tutulmuştur. Bu durumda $r_1=1/2$ ve $N_1=2$ 'dir. (1.3) denkleminde $D=\ln 2/\ln 2=1$ bulunur. Benzer olarak, Şekil 1.3(d)de $D=1$ olarak bulunur. Her iki durumda da fraktal boyut bir doğrunun topolojik boyutu olur. Sürecin devamında, kalan parça birim uzunluklu bir parça olacağından bu durum normaldir. Bütün yapılarda Şekil 1.3(e)

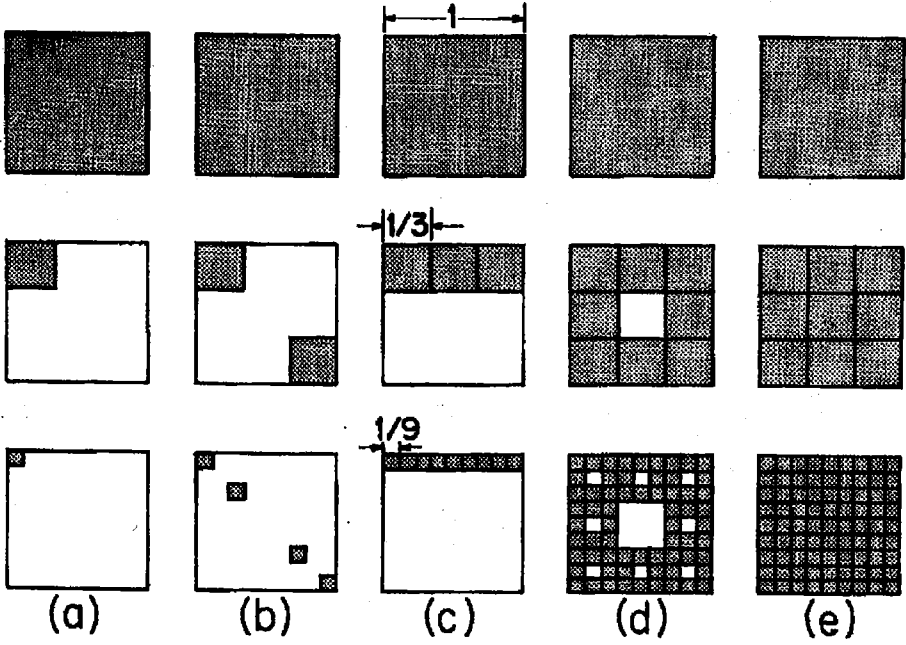


Şekil 1.3. Birim uzunlukta bir doğrusal yapı, eşit büyüklükte tamsayı olacak şekilde daha küçük parçalara bölünebilir. Bu parçaların bir kısmı tutularak süreç daha yüksek mertebelere kadar devam ettirilir. Buna örnek olarak, ilk iki merite verilmiştir. (a) Bir doğru parçası ikiye ayrılır ve biri tutulur; $D=\ln 1/\ln 2=0$ (bir noktanın fraktal boyutu). (b) Bir doğru parçası üçe bölünür ve biri tutulur; $D=\ln 1/\ln 3=0$ (bir noktanın fraktal boyutu). (c) Bir doğru iki parçaya bölünür ve ikisinde tutulur; $D=\ln 2/\ln 2=1$ (bir doğrunun fraktal boyutu). (d) Düz bir parça üç parçaya bölünür ve üçüde tutulur; $D=\ln 3/\ln 3=1$ (bir doğrunun fraktal boyutu). (e) Düz bir parça üç parçaya bölünür ve ikisi tutulur; $D=\ln 2/\ln 3=0.6309$ (tamsayı olmayan fraktal boyut, bu yapı Cantor set olarak bilinir). (f) Düz bir parça beş parçaya bölünür ve üçü tutulur; $D=\ln 3/\ln 5=0.6826$ (tamsayı olmayan fraktal boyut) (Turcotte, 1992).

ve 1.3(f)'de görülen örneklerde olduğu gibi, fraktal boyut bir tamsayı olmaz. Şekil 1.3(e)'de birim uzunluktaki doğru parçası üçe bölünmüş ($r_1=1/3$) ve son iki parça tutulmuştur ($N_1=2$). İkinci adımda, $r_2=1/4$, $N_2=4$ olur. İkinci adımda $r_2=1/9$ ve $N_2=4$ olur. (1.3) bağıntısından, $D=\ln 2/\ln 3=0.6309$ bulunur. Şekil 1.3(f)'de doğru parçası beşe bölünmüş ($r_1=1/5$); orta ve son iki parçası tutulmuştur ($N_1=3$). İkinci adımda $r_2=1/25$ ve $N_2=9$ bulunur. (1.3) bağıntısından $D=\ln 3/\ln 5=0.6826$ bulunur. Bu iki örnek sıfır ve bir arasında fraktal boyutlara sahiptirler. Bu nedenle, parçasal boyuta sahiptirler. Şekil 1.3'de verilen yöntem kullanılarak sıfır ve bir arasında her hangi bir parçasal boyut verecek yapılar türetilir. Şekil 1.3'de verilen tekrarlı işlem arzu edilen sıklıkta ve kalan parçalar çok daha kısa uzunluklarda oluncaya kadar devam ettirilebilir.

1.2.3.2. İki Boyutlu Yapılarda Fraktal Özellik

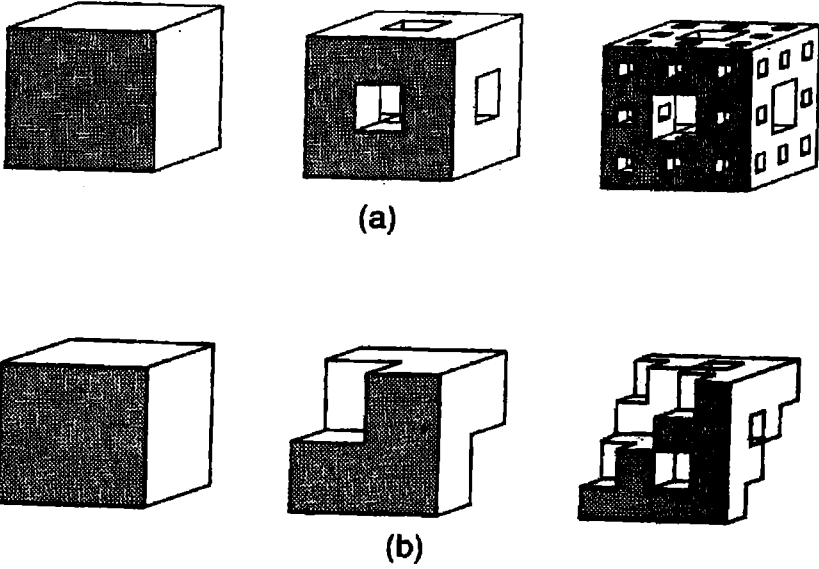
Fraktal kavramı iki boyutlu yapılara da uygulanabilir. Bir örnek Şekil 1.4'de verilmiştir. Her aşamada kare, kenar uzunluğu $r_1=1/3$ olan dokuz alt kareye bölünür. Sonra, kalan kareler kenar uzunluğu $r_2=1/9$ dokuz alt kareye daha bölünerek bu işlem devam ettirilir. Şekil 1.4(a)'da sadece bir kare tutulur. Bu durumda $N_1=N_2=N_n=1$ olur. (1.3) denkleminde $D=0$ bulunur ki bu bir noktanın topolojik boyutudur. Bu işlem sonsuz kere devam ettirildiğinde kalan parça nokta olacaktır. Şekil 1.4(b)'de birinci aşamada iki parça tutulur ve ilk aşamada $r_1=1/3$, $N_1=2$, ikinci aşamada $r_2=1/9$, $N_2=4$ olur. (1.3) denkleminde, $D=\ln 2/\ln 3=0.6309$ olarak bulunur ki bu değer Şekil 1.3(e)'den bulunan değerle aynıdır. Benzer şekilde, Şekil 1.4(c)'de üç kare tutulur ve $D=\ln 3/\ln 3=1$ bulunur. Bu işlem sonsuz kere devam ettirilse, kalan kare Şekil 1.3(d)'de olduğu gibi gene bir doğru olacaktır. Sonuçta, bulunan değer doğrunun topolojik boyutuna eşittir. Şekil 1.4 (d)'de bir kare dokuz eşit parçaya bölünür ve merkezde olan atılır ($r_1=1/3$, $N_1=8$). Sonra kalan her bir kare tekrar bölünür ($r_2=1/9$, $N_2=64$) ve merkezde kalan parça atılır. Bu işlemin sürmesiyle Sierpinsky halısı elde edilir. Bu cismin fraktal boyutu ise (1.3) denkleminde $D=\ln 8/\ln 3=1.8928$ olarak bulunur. Şekil 1.4(e)'de ise dokuz parçanın tamamı tutulur; bu durumda $r_1=1/3$, $N_1=9$ ve $r_2=1/9$, $N_2=81$ dir. (1.3) denkleminde $D=\ln 9/\ln 3=2$ olarak bulunur. Bu değer bir karenin topolojik boyutuna eşittir. İteratif şekilde oluşturulacak şekiller 0 ve 2 arasında herhangi bir fraktal boyuta sahip olabilirler.



Şekil 1.4. Birim uzunlukta bir kare $r_1=1/3$ alınarak dokuz eşit parçaya bölünür. Kalan parçalar tekrar $r_2=1/9$ uzunlukta dokuz eşit parçaya bölünür. Değişik sayıdaki (N) karelere beş örnek verilir. (a) $N_1=1, N_2=1, D=\ln 1/\ln 3=0$. (b) $N_1=2, N_2=4, D=\ln 2/\ln 3=0.6309$. (c) $N_1=3, N_2=9, D=\ln 3/\ln 3=1$. (d) $N_1=8, N_2=64, D=\ln 8/\ln 3=1.8928$ (Sierpinsky halısı olarak bilinir). (e) $N_1=9, N_2=81, D=\ln 9/\ln 3=2$ (Turcotte, 1992).

1.2.3.3. Üç Boyutlu Yapılarda Fraktal Özellik

Şekil 1.3 ve 1.4'de bir ve iki boyutlu yapılar için verilen örneklere benzer örnekler üç boyutlu yapılar için de verilebilir. Şekil 1.5(a)'da verilen örnek Menger Süngeri olarak bilinir. Birim uzunluklu katı bir küp kenar uzunlukları $r_1=1/3$ olan alt küplere bölünür ve merkezde olan küpler kesilerek atılır. Geriye kenar uzunluğu $r_1=1/3$ olan 20 küp kalır ve $N_1=20$ dir. (1.3) denkleminde $D=\ln 20/\ln 3=2.7268$ olarak bulunur. Fraktal kübe diğer bir örnek de Şekil 1.5(b)'de verilmiştir. $r_1=1/2$ boyutlu iki katı küp ters köşelerden çapraz olarak kaldırılır. $r_1=1/2$ boyutlu altı katı küp kalır ve $N_1=6$ olur. (1.3) denkleminde, $D=\ln 6/\ln 2=2.585$ bulunur. Tekrarlanan işlemlerle fraktal boyutu 0 ile 3 arasında değişen yapılar elde edilebilir.



Şekil 1.5.(a) Birim küp kenar uzunluğu $r_1=1/3$ olan 27 eşit parçaya bölünür ve 20 küp tutulur $N_1=20$. İkinci aşamada birim küp kenar uzunluğu $r_2=1/9$ olan 729 küpe bölünür ve 400 küp tutulur $N_2=400$. Bu yapı Menger süngeri olarak bilinir. (b) Birinci aşamada, birim küp kenar uzunluğu $r_1=1/2$ olan sekiz eşit alt parçaya bölünür. Çapraz biçimde iki ters köşedeki küp kaldırılır. Böylece altı küp tutulur $N_1=6$. İkinci aşamada, kenar uzunluğu $r_2=1/4$ olan 64 küpe bölünür, bunların 36'sı tutulur $N_2=36$; $D=\ln 6/\ln 2=2.585$ (Turcotte,1992).

1.2.4. Fraktal Boyut

Kırılan bir kayaç parçası veya bir malzemenin yüzeyi pürüzlü ve düzensizdir. Kırık yüzeyinin şekli malzemenin mikro yapısına yani malzemeyi oluşturan taneciklerin büyüklüklerine ve şekillerine bağlı olduğu gibi gözönüne alınan örneğin büyüklüğüne, şekline ve kırılmanın nasıl başladığına da bağlıdır. Kırılma yüzeylerinden bulunan fraktal boyutun (D) genelde 2 den küçük bir değere sahip olduğu belirlenmiştir (Mandelbrot ve diğ., 1984; Chan, 1989; Nagahama, 1991). Kırık yüzeyinin fraktal boyutu D yalnızca kırılma yüzeyindeki düzensizliğin değil aynı zamanda kırılma şiddetinin de bir ölçüsüdür. Doğal sistemlerin fraktal özelliklerinin gösteriminde kapasite boyutu (D_0) ve korelesyon boyutu (D_C) parametreleri en yaygın olarak kullanılırlar. Bu iki parametre aynı zamanda bu tez çalışmasında kullanılan temel parametrelerdir. Bu iki parametrenin fiziksel ve matematiksel anlamları aşağıda ayrı ayrı verilmektedir.

1.2.4.1. Kapasite Boyutu D_0

Kapasite boyutu, kırık dağılımlarının belirlenmesinde en popüler ve yaygın olarak kullanılan kutu sayma ya da grid yöntemiyle belirlenir. Bu yöntemde incelenecek alan kenar uzunluğu r ($r \rightarrow 0$) olan kutularla bölünür ve en az bir kırıkla kesilen $N(r)$ sayıdaki kutular sayılır. Kendine benzerlik durumunda $N(r)$,

$$N(r) \propto 1/r^{-D_0} \quad (1.4)$$

şeklinde ölçeldenir. Burada D_0 , kapasite boyutu olarak bilinir (Feder, 1989, s.14). Yöntem, Yucca Dağı'ndaki kırık dağılımlarına ve Nevada'daki volkanik tüflere de uygulanmıştır ve kapasite boyutunun $D_0=1.49-1.91$ arasında değiştiği belirlenmiştir (Barton ve Larsen, 1985; Barton ve diğ., 1986). Ayrıca, granit masiflerindeki uranyum madenlerindeki drift'lerdeki kırık dağılımlarının kapasite boyutu $D_0=1.05-2$ arasında değişmektedir. Ayrıca, Hirata (1989a) Japonya'daki fay sistemlerinde kapasite boyutunun $D_0, 0.7-1.6$ arasında değiştiğini belirlemiştir.

1.2.4.2. Korelasyon Boyutu D_c

En yaygın biçimde kullanılan fraktal boyutlardan biri korelasyon boyutudur, çünkü deneysel olarak en iyi biçimde açıklanabilmektedir. Korelasyon boyutu D_c ,

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (1.5)$$

bağıntısından bulunur. Burada, r yeryüzeyinin yarıçapıdır ve $C(r)$ ise korelasyon integralidir:

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N H[r - |x_i - x_j|] \quad (1.6)$$

Burada N , analiz edilen penceredeki noktaların sayısına, x noktaların kordinat değerlerine karşılık gelir. H ise Heaviside adım fonksiyonudur: $x < 0$ için $H(x)=0$, $x > 0$ için $H(x)=1$ değerlerine karşılık gelir. Daha basit ifadelerle korelasyon integrali $C(r)$, r den daha küçük bir uzaklıkta iki noktanın olup olamayacağını veren bir olasılık fonksiyonudur (Grasberger ve Procaccia, 1983). Bu yöntem uygulanmasındaki kolaylık ve sonuçlarında ki güvenilirlikten dolayı daha yaygın bir kullanım alanına sahiptir.

1.3. Depremselliğin Fraktal Özelliği

Depremlerin litosferdeki dağılımları rastgele olmayıp kabuğun sismojenik kısmının kalınlığı ile ilişkilidir. Bununla birlikte depremler güç yasasına uygun bir uzay dağılımı veya yığılma özelliği gösterirler:

$$P(R \leq r) = r^{D_2} \quad (1.7)$$

Burada P, bir deprem odağının iki odak arasında bir r uzaklığında olma olasılığıdır ve D_2 korelasyon boyutudur. Yığılma derecesi D_2 üstü ile belirlenir. Bu üst, sistemin fraktal boyutlarından biridir (Mandelbrot,1983; Turcotte,1992). Depremselliğin kabuk ölçeğinde zamanla değişimindeki fraktal özellik ilk olarak Kagan ve Knopoff (1978,1980) tarafından gösterilmiştir. Bu tür dağılımların varlığı laboratuvar ölçeğinde, kayaç örnekleri üzerinde mikrokırılma deneylerinde gözlenen depremlerin zaman, uzay ve magnitud dağılımlarında da gözlenmiştir (Scholz,1968; Nishizawa ve diğ.,1984-85; Hirata ve diğ.,1987a, Scholz,1989).

Nishizawa ve diğ.(1985), Yugawara andezitiyle yaptıkları deneyde yaklaşık 200 MPa, Hirata ve diğ.,(1987) ise Oshima granitiyle yaptıkları deneyde 40 Mpa bir basınç uygulamışlardır. Bu çalışmalarda, silindirik kayaç numunelerine sabit basınç uygulanmıştır. Basınç altındaki kayaç, krip olarak bilinen zaman içinde karakteristik bir davranış göstermiştir. Gözlenen krip genellikle üç faza ayrılır: a) birincil kripde; deformasyon zamanın logaritmasıyla orantılıdır; b) ikincil kripde; deformasyon oranı sabit değerde seyreder; c) üçüncül krip, kırılmadan önce deformasyon oranının artması şeklinde gözlenir (Nishizawa ve diğ.,1984-85). Krip olayında kayaçta oluşturulan Akustik Emisyonlar (AE) ve AE'la oluşturulan depremlerin zaman ve uzay değişimleri, piezoelektrik dönüştürücülerle kaydedilir (Korvin,1992).

Hirata ve diğ.(1987), 40 Mpa basınç altında Oshima graniti numunelerindeki mikrokırılmayı incelemiş, akustik emisyonları kaydetmiş ve üç boyutlu korelasyon integrali yöntemini kullanarak depremlerin uzaysal dağılımını analiz etmişler ve akustik emisyonlardan bulunan fraktal boyut değerlerinin 1.25 ve 1.75 arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Bu sonuç, yaklaşık olarak deprem episantrlarından bulunan fraktal boyut ($1 \leq D \leq 1.6$) değerleriyle aynıdır (Kagan ve Knopoff,1980;Sadowsky ve diğ.,1984). Krip olayının devam etmesiyle, akustik emisyonla oluşturulan depremlerdeki yığılmanın yavaş olarak arttığı gözlenmiştir. Krip olayının başlangıcında ($D=1.75$), orta ($D=2.66$) ve son ($D=1.25$) safhalarında fraktal

boyut değerlerinin safhaya göre azaldığı gözlenmiştir. Bu çalışmada bulunan en önemli sonuç, AE depremlerinden bulunan fraktal boyut değerinin krip miktarına bağlı olarak değişmesidir. Özellikle, krip olayının son safhasında depremlerdeki yığılmanın artması başka mikrokırılma deneylerinde de gözlenmiştir (Moği, 1968; Nishizawa ve diğ., 1985). Benzer davranış büyük depremlerden önce de gözlenmiştir (Ouchi ve Uekawa, 1986). Hirata (1987) depremselliğin fraktal boyutundaki azalmanın büyük depremlerin önceden kestirilmesinde kullanılabileceğini önermiştir

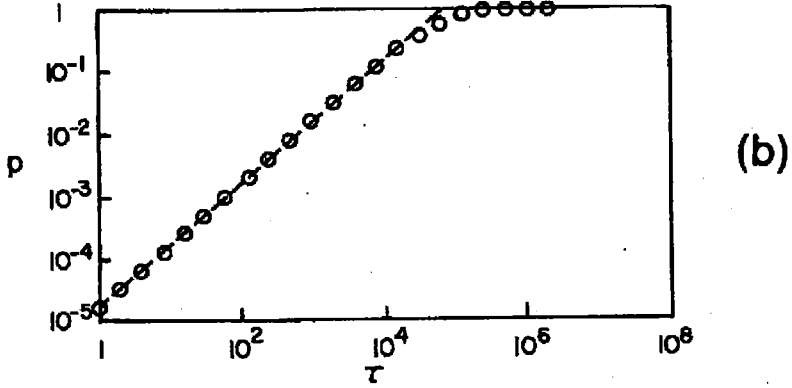
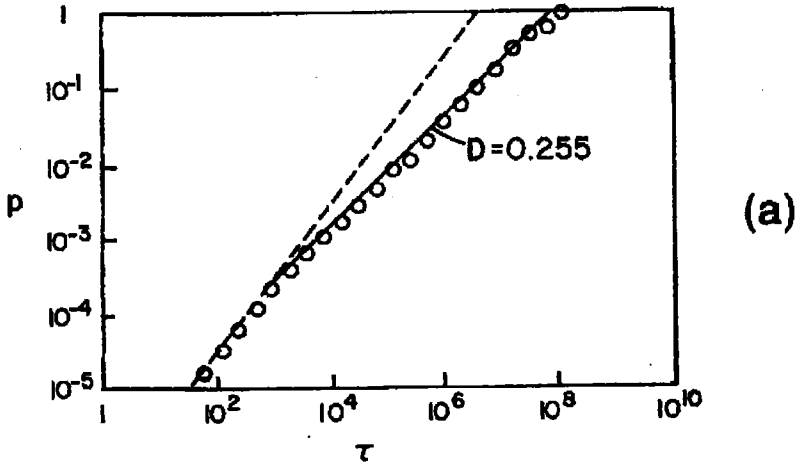
Depremler zaman içinde de yığılma göstermektedirler Smalley ve diğ. (1987), depremlerin zaman içinde yığılma özelliklerini incelemişler ve τ zaman aralığındaki depremlerin bulunma olasılığı $P(\tau)$ nun τ ile arttığını göstermişlerdir (Şekil 1.6).

$$P(\tau) = \tau^{D_0} \quad (1.8)$$

Burada D_0 ($0 < D_0 < 1$) zaman serisinin kapasite boyutudur. Smalley ve arkadaşlarının çalışması rastgele veya Poission davranışından beklenenden farklı olarak, deprem yığılmasının zaman içindeki dağılımının fraktal olduğunu göstermiştir. Değinilen çalışmada, bir dakikadan yaklaşık bir kaç aya kadar olan zaman aralığında deprem yığılmalarından bulunan fraktal boyut değerlerinin incelenen bölgelerde 0.126 ile 0.255 arasında değiştiği gözlenmiştir. Şekil 1.6'da $P(\tau)$ 'nin τ ile değişimi gösterilmiştir. Düz çizgi, (1.8) bağıntısıyla verilen fraktal korelasyonu ($D=0.255$) gösterir. Kesik çizgi ise düzgün olarak dağılmış depremleri göstermektedir. Şekil 1.6 (a) incelenen zaman aralığında (1978-1984) 49 depremin rastgele simülasyonunu göstermektedir. Rastgele simülasyonun gerçek deprem dağılımından önemli ölçüde farklı olması, deprem dağılımının düzgün dağılıma yakın olduğunu göstermekte olup depremlerin oluşumunun birbirinden tamamen ilişkisiz olmadığı anlaşılmaktadır.

Depremlerin uzaysal dağılımları fraktal özellik göstermektedir. Kagan ve Knopoff (1980) iki nokta korelasyon fonksiyonunu kullanarak, artan episantr uzaklıklarla episantrların fraktal boyutunun 1-1.5 arasında değiştiğini bulmuşlardır. Sadowsky ve diğ. (1984), kutu sayma yöntemini kullanarak hem lokal hem de global deprem kataloglarındaki deprem episantrlarından hesaplanan fraktal boyut değerinin 1.4-1.6 arasında değiştiğini bulmuşlardır.

Japonya depremlerinin episantr dağılımlarının fraktal boyutu, Hirata (1989c) tarafından belirlenmiştir. Bu çalışmada yaklaşık 40 yıllık bir zaman dönemini kapsayan



Şekil 1.6. Depremlerin fraktal yığılma analizine (Efate adası ve New Hebrides yakınlarında 1978-1984 yıllarında oluşmuş 49 depremin, τ =dakika) bir örneği göstermektedir (Smalley ve diğ., 1987).

deprem verileri kullanılmış ve farklı zaman aralıklarını temsil eden veri grupları için fraktal boyutlar hesaplanmıştır. Hesaplanan fraktal boyutun 1.5 ile 1.8 arasında değiştiği ve aynı verilerden hesaplanan b değerleri ile negatif bir korelasyon (korelasyon katsayısı $r=-0.76$) gösterdiği bulunmuştur. Negatif korelasyonun nedeni, büyük depremlerin oluş zamanlarında

(küçük b değeri) anaşok episantrı civarında büyük bir yığılmanın (büyük fraktal boyut) oluşudur.

Ölçülen fraktal boyutlar deprenselliğin farklı özelliklerinin ölçüsüdür. Örneğin, bir fay izinin fraktal boyutu, fay sisteminin bütün tarihi boyunca oluşmuş bir sürecin sonuçlarını temsil etmektedir. Halbuki b-değeri göreceli olarak oluşan depremlerin büyüklük dağılımını temsil etmektedir. Deprem episantrlarının fraktal boyutları ise, deprenselliğin belirli bir dönemini temsil eden bir fay sistemindeki parçaların dağılımıyla ilişkilidir. Deprem oluş sayısının magnitüde göre dağılımının log-lineer olduğu ve Gutenberg-Richter yasasına uyduğu uzun yıllardır bilinmektedir.

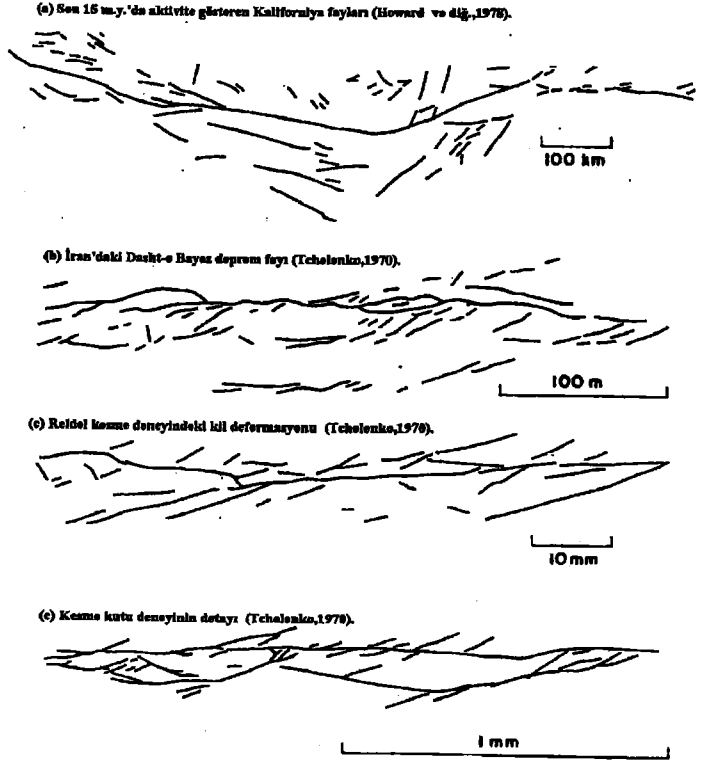
$$\log N(M \geq m) = a - bM \quad (1.9)$$

Burada N, verilen bir zaman aralığında M magnitüdüne eşit veya büyük depremlerin sayısı, a ve b ise sabitlerdir. Bu ilişkinin laboratuvaradaki kırma deneylerinden (Scholz, 1968) levha sınırlarındaki faylanmalara (Main ve Burton, 1984, 1986) kadar olan bütün ölçeklerde geçerli olduğu bulunmuştur. Magnitüd, sismik momentin veya açığa çıkan enerjinin logaritmik bir ölçüsüdür. Bu nedenle, (1.9) bağıntısı ℓ uzunluklu deprem kaynağının güç yasasına uygun bir dağılımının sonucudur.

$$N(L \geq l) = l^{-D} \quad (1.10)$$

Aki (1981), $N(L \geq l) = l^{-D}$ olması halinde depremlerde standart frekans-magnitüd bağıntısının (1.10) bağıntısına eşdeğer olduğunu göstermiştir. Bu halde $D = 2b$ olup genel halde $D \cong 2$ dir. Buradaki fraktal boyutun, özel haller dışında, kapasite boyutundan ve korelasyon boyutundan farklı olduğuna dikkat edilmelidir.

Hemen hemen bütün depremler faylar üzerindeki kaymadan ileri gelmektedir ve bu nedenle fay sistemlerinin ölçekle değişmezlik veya kendine benzerlik özelliği göstermeleri şaşırtıcı değildir (Şekil 1.7). Şekil 1.7'deki gibi bir tek fay boyunca $D=1$ dir (Main ve diğ., 1990). D nin alt değeri, sismojenik tabakanın gevrek kırılan kısmının kalınlığının tamamını kırmak için yeterince büyük her bir fayın deprenselliğini yansıtır. Bu nedenle, ölçekle değişmezlik özelliğinin, kabuğun gevrek kırılan kısmını kırabilen depremden daha

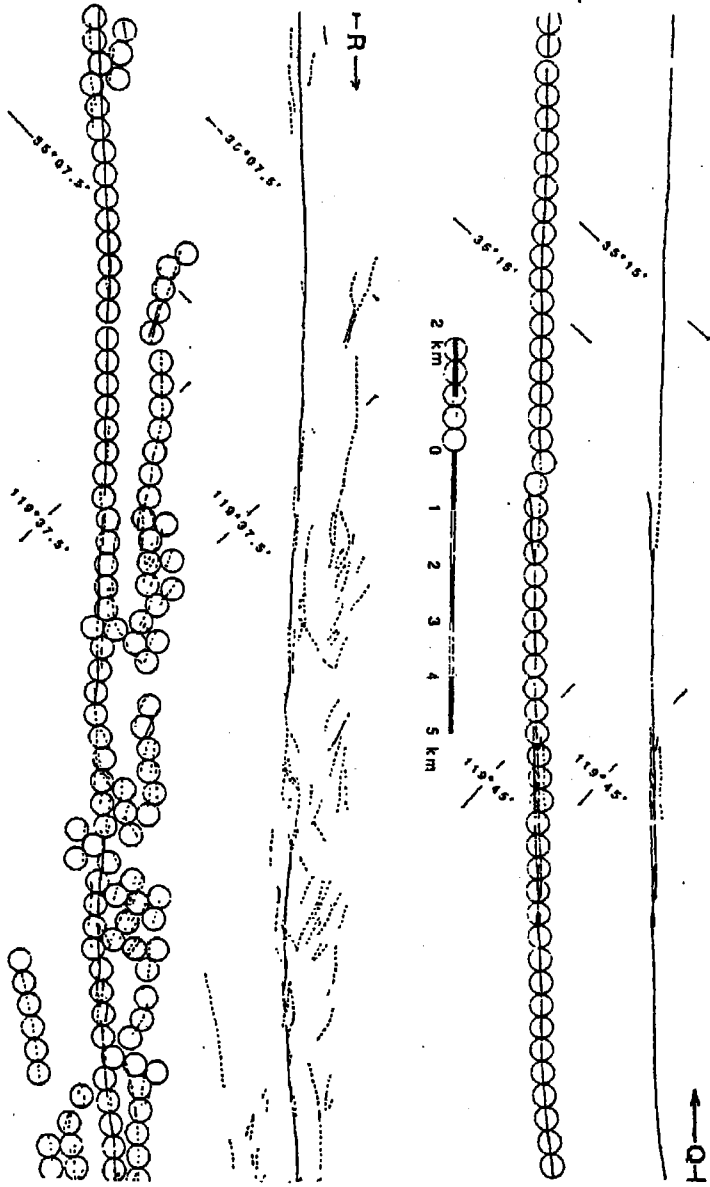


Şekil 1.7. Farklı ölçeklerde fay sisteminin benzerliği

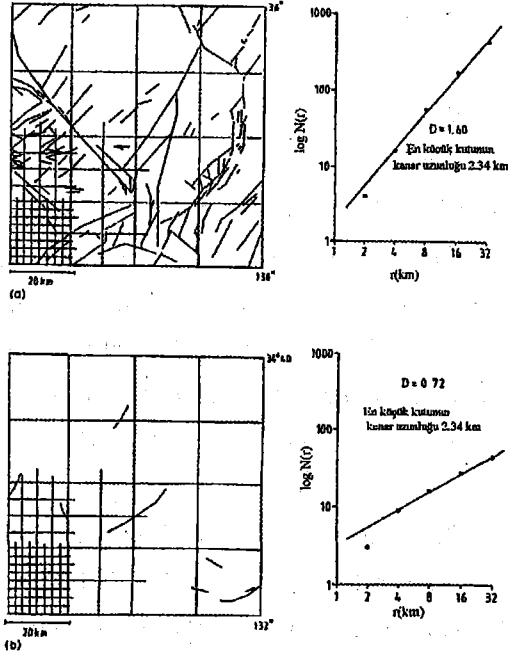
büyük depremler için geçersiz olduğu anlaşılmaktadır (Pacheco ve diğ.,1992). Normal ve bindirme fayları için önerildiği gibi fay zonu genişliği yaklaşık olarak fay zonu boyuyla ölçekli ise (Purcaru ve Berckhemer, 1982) ve verilen bir sismojenik zon için sabit ise ancak belirli bir büyüklük ölçeğindeki karakteristik depremlerin oluşması beklenir (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Main,1993). Farklı sismojenik genişliklere sahip daha büyük bir alan için b değerinde bir değişme beklenir. Küresel ölçekte b değerinde bir artma gözlenir (Pacheco ve diğ.,1992) fakat bir tek fay boyu ölçeğinde b değeri genellikle bu uzunluk ölçeğinin üstünde azalır (Main,1992). Özet olarak, deprenselliğin zaman ve uzay ortamlarında dağılımları ve büyüklük dağılımları rastgele değildir ve bütün ölçeklerde yapısal özelliklere bağlı olarak düzenli bir dağılım gösterirler.

1.4. Fay sistemlerinin fraktal özelliği

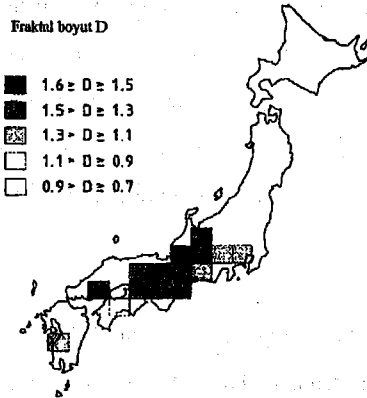
Fay sistemlerinin fraktal özellikleriyle ilgili ilk çalışmalar 1987 yılında San Andreas Fayı üzerindeki incelemelerle başlamıştır. San Andreas fayının fraktal boyutu Okubo ve Aki(1987), Aviles ve diğ.(1987) tarafından ölçülmüştür. Aviles ve diğ.(1987), ana fay üzerinde fay izinin 1 ile 100 km uzunluk ölçeğindeki fraktal boyutunun 1.001 civarında ve daha küçük ölçeklerde daha büyük (1.01) olduğunu bulmuşlardır. Okubo ve Aki (1987), ana faya bağlı olarak gelişen tali fayları da dikkate almışlar ve fraktal boyutu 1.3 civarında bulmuşlardır (Şekil 1.8). Hirata(1989a), Japonya'da kuvaterner yaşlı yüzeydeki aktif fay izlerini fraktal analizle incelemiş ve fraktal boyutunun 0.7-1.6 arasında değiştiğini bulmuştur. Hirata bu incelemesinde iki tür fay kullanmıştır: I. tür fay haritası yalnızca büyük ana fayları gösterir (Şekil 1.9a), II. tür fay haritasında hiç bir ana fay bulunmamaktadır (Şekil 1.9b). I.tür fay haritasından fraktal boyutu ölçülmüş ve fayların uzay dağılımının 2km ile 20km ölçekler arasında fraktal dağılıma uyduğu bulunmuştur. Fraktal boyut değerlerinin, Japon yayının merkezinde 1.6 civarında olduğu ve merkezden uzaklaştıkça 1.05'e kadar değiştiği bulunmuştur (Şekil 1.10). Bunun nedeni, daha kenar bölgelerde bir kaç fayın olması ve fayların geometrisinin tek bir çizgiye yaklaşmasıdır. Hirata'nın çalışması fraktal boyutun kabaca faylanmanın yoğunluğuyla ilişkili olduğunu göstermektedir. Hirata II. tür fay haritasının analizinden, fraktal boyut değerlerinin $D < 1$ olduğunu bulmuştur (Şekil 1.9b). Bu sonuçta, faylanmanın uzay dağılımlarının fraktal boyut değerini etkilediğini göstermesi açısından ilginçtir. Hirata'nın (1989) II.tür fay haritasından bulduğu fraktal boyut değeri deprem episantlarının yığılmalarıyla ilişkili fraktal boyut değerine karşılık gelmektedir



Şekil 1.8. San Andreas fay sisteminin bir bölümü (1:24.000), $r=200\text{m}$ olan dairelerle örtülmüş. Fraktal boyut, $\log N(r)-\log(r)$ eğrisinin eğiminden bulunmuştur. Fay sistemi bifraktal özellik gösterir. $r<400\text{ m}$ yarıçaplı dairelerden $D=1.2$, $r>400\text{m}$ çaplı dairelerden $D=1$ olduğu bulunmuştur (Okubo ve Aki, 1987).



Şekil 1.9.Kutu sayma yöntemiyle Japonya'da ki fay sisteminin fraktal analizi. a) Lida bölgesindeki fayların dağılımları ($D=1.6\pm 0.10$), b) Yamaguchi bölgesindeki fayların dağılımı. Bu bölge, Japon yayında fraktal boyutun ($D=0.72\pm 0.01$) en düşük değerinde gözlemlendiği bölgedir (Hirata,1989).



Şekil 1.10.Japon yayında, büyük ana fayların bulunduğu I.tür fay dağılımlarından bulunan fraktal boyutun bölgesel değişimi (Hirata,1989).

II.MATERYAL VE METOD

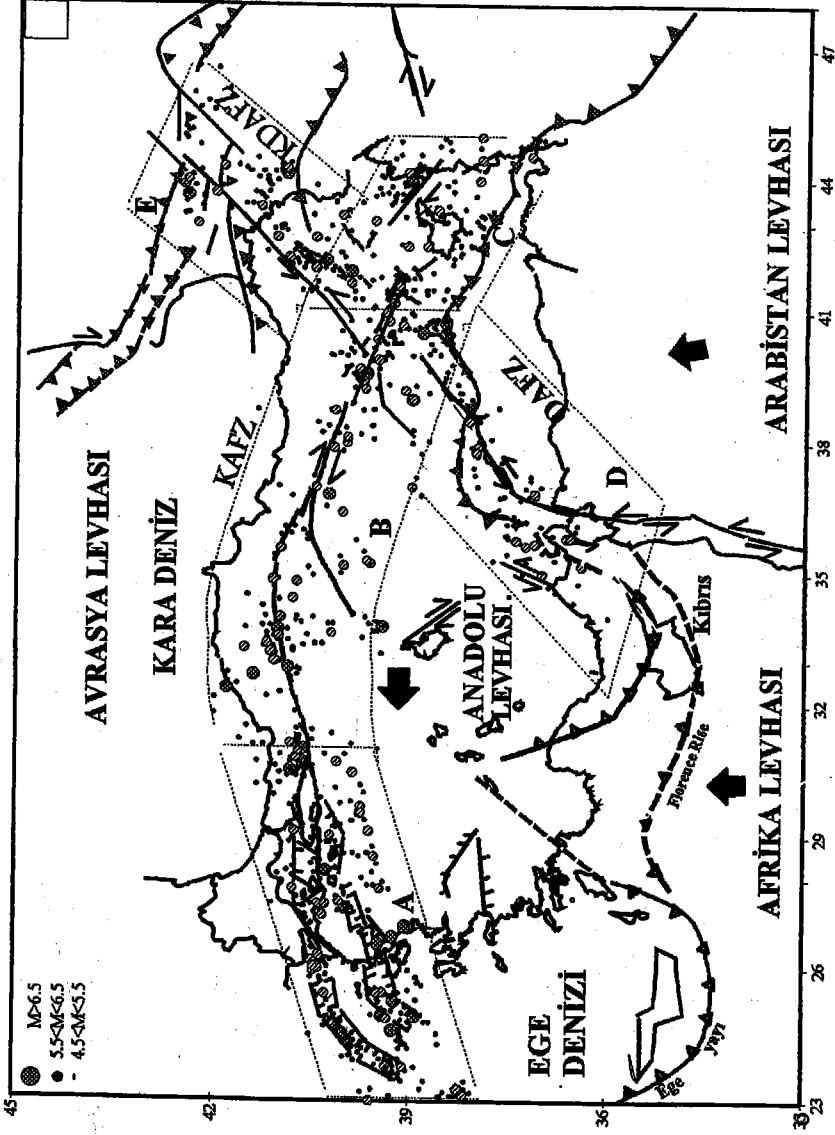
2.1.Kullanılan Veriler

2.1.1.Deprem Verisi

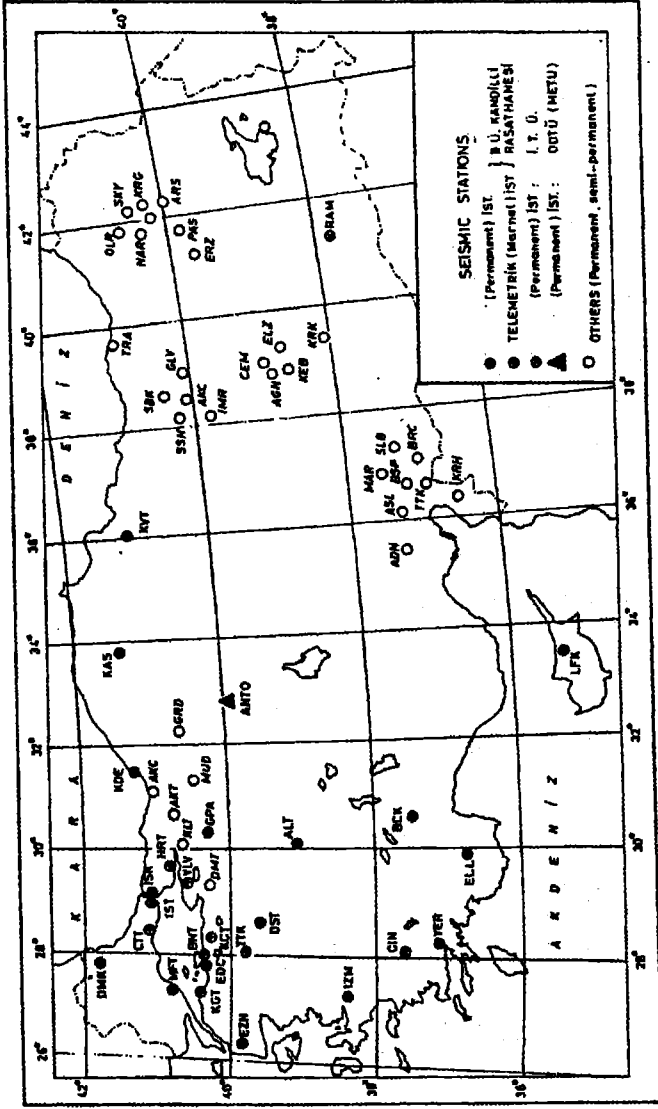
Bu tez çalışmasında (1900-1992) yılları arasındaki deprem verisinin derlenmesinde ISC "the International Seismological Center" veri tabanından yararlanılmıştır. Şekil 2.1'de A (KAFZ-batı bölümü), B (KAFZ-orta bölümü), C (KAFZ-doğu bölümü), D (DAFZ), E (KDAFZ) harfleriyle işaretlenen Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonlarının deprenselliği gösterilmektedir. Derlenen bu katalogdaki depremler WWSSN ve Türkiye'deki deprem istasyon şebekeleri tarafından kaydedilmiştir (Şekil 2.2). Şekil 2.2'de Türkiye'deki sismograf istasyonlarının coğrafik dağılımı gösterilmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da istasyon sayısının diğer bölgelere göre daha fazla olduğu görülmektedir. Doğu Anadolu'daki istasyonların pek çoğu 1970'den sonra yerleştirilmiş yan-geçici istasyonlardır (Sipahioğlu ve Alptekin, 1988). Türkiye'deki güvenilir sismolojik veriler, 1960 dan sonra WWSSN istasyonlarının yerleştirilmesinden sonra elde edilmiştir. Şekil 2.3 de, $M_s \geq 3$ olan depremlerin magnitüd-frekans dağılımları gösterilmiştir. Yarım magnitüd birimi adımlanarak işaretlenen ayrık "discrete" dağılıma en iyi uyan doğrunun gidişi, kümülatif dağılıma nisbetle daha belirgin bir şekilde, en azından magnitüdü (M_s) 4.5 üzerinde olan depremlerin tamam olduğunu göstermektedir. Magnitüdü 4.5 dan küçük depremler için dağılımın doğrudan uzaklaşması ve eğimin azalması küçük depremlerin eksik kaydedilmesinden kaynaklanmaktadır. Şekil 2.4 de ise doğrultu atımlı fay zonlarında 1900-1992 yılları arasında oluşmuş ($M_s \geq 4.5$) depremlerin derinlik dağılımları gösterilmiştir. İncelenen bölgelerde deprem derinlik dağılımlarının (şayet kabuğun kırılma kısmı olan sismojenik zonun kalınlığının yaklaşık 20-30 km olduğu kabul edilirse) sismojenik zon kalınlığı ile uyumlu olmadığı görülmüştür. Böyle bir uyumsuzluğun odak derinliklerinin hesaplanmasındaki duyarlılıklardan ileri geldiği açıktır.

2.1.2.Fay Verisi

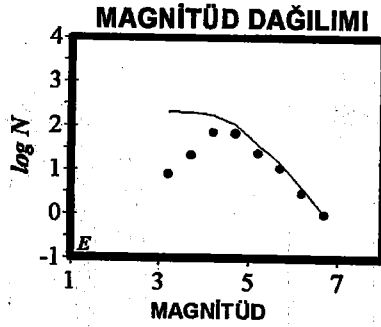
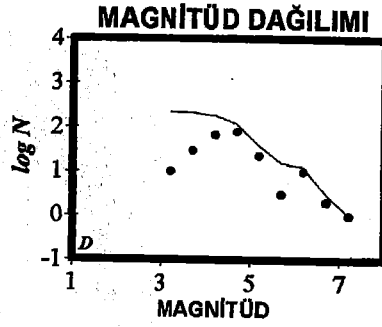
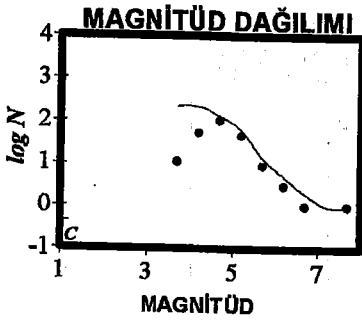
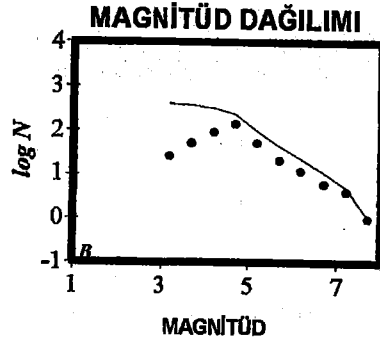
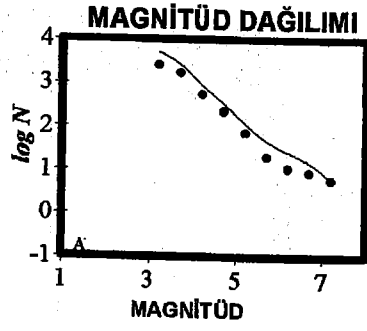
Fay verisi, MTA Genel Müdürlüğü'nün yayınladığı "Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992)'ndan alınmıştır. Bu haritada, ülkenin tüm diri fayları gösterilmemiş ancak 1/1.000.000 ölçekli haritada gösterilebilecek diri faylar işlenmiştir (Şekil 2.5).



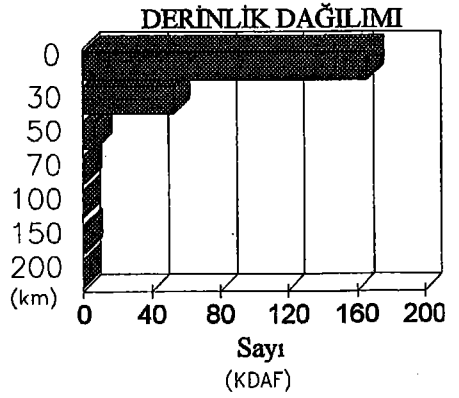
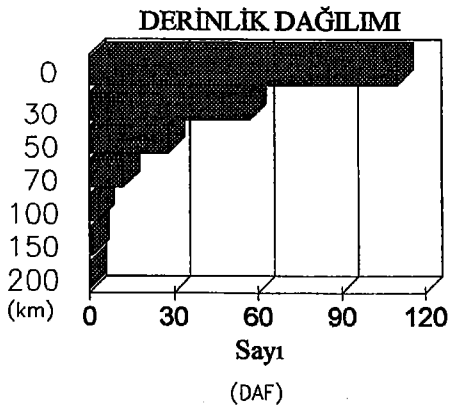
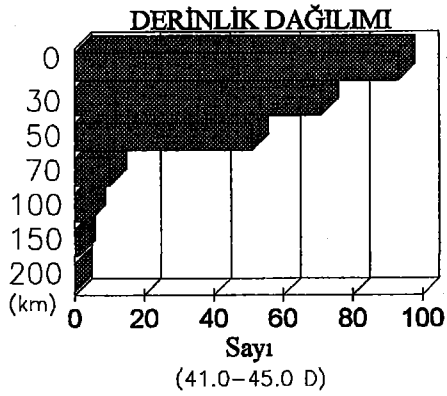
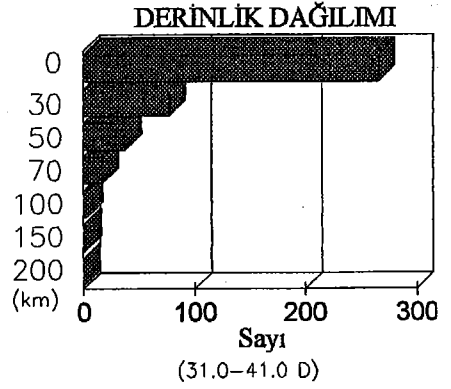
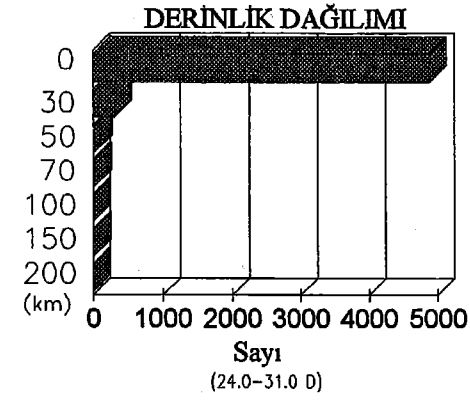
Şekil 2.1. Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları ve 1900-1992 yılları arasında olan depremlerin episantır dağılımları. Üzerinde hareketin türünü gösteren oklar bulunan kalın çizgiler doğrultu atımlı fayları temsil etmektedirler. Ege-Anadolu levhası tek bir levha olarak batıya kaçmaktadır (Alptekin, 1973; Oral et al., 1995). Tektonik birimler Barka and Hancock, 1984; Philip et al., 1989; Lyberis et al., 1992, Şaroğlu et al., 1992 den derlenmiştir.



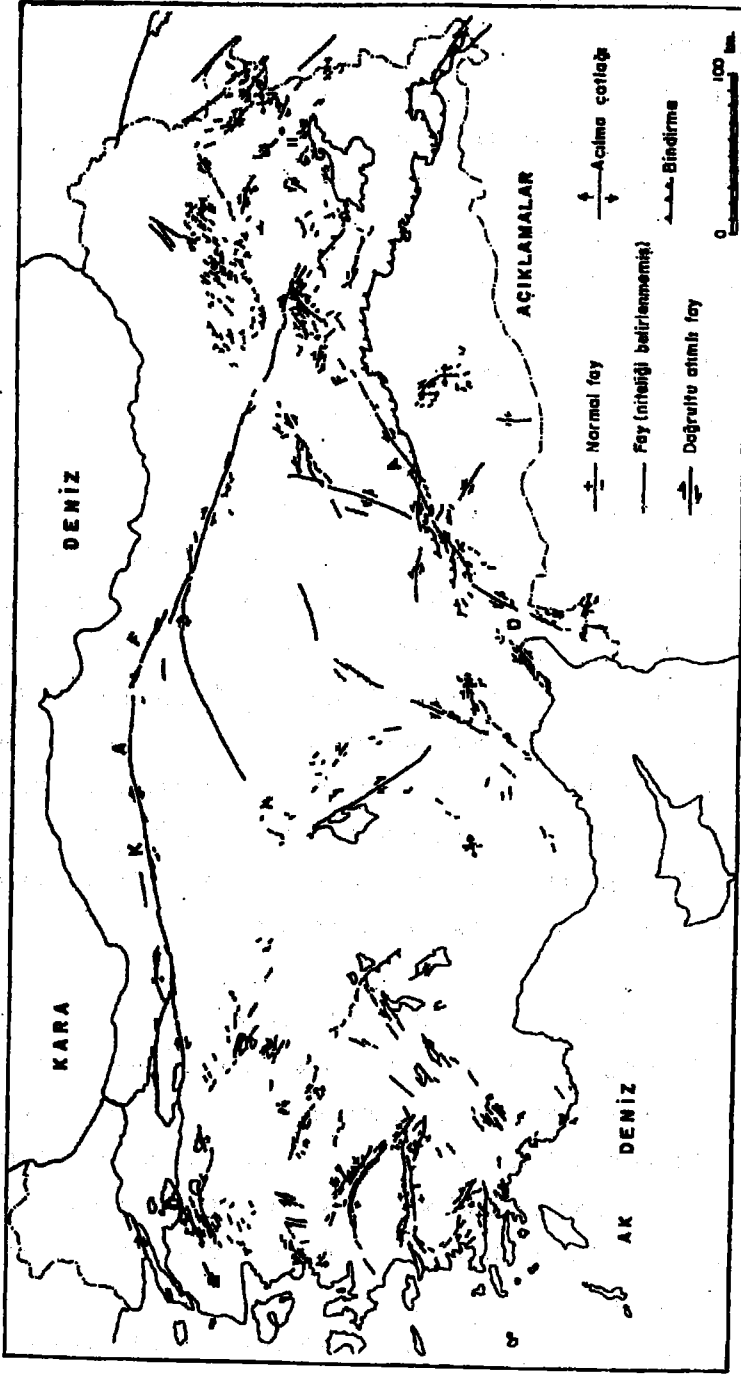
Şekil 2.2. Türkiye'deki sismograf dağılımlarının yerlerini gösteren harita (Sipahioglu ve Alptekin, 1988).



Şekil 2.3. Şekil 2.1'deki beş sismotektonik zon için magnitüd-frekans dağılımları verilmiştir. Nokta ile işaretlenenler ayrı magnitüd dağılımı, çizgi ile işaretlenenler ise kümülatif dağılımı gösterir.



Şekil 2.4. Türkiye' de ki doğrultu atımlı fay zonlarındaki depremlerin derinlik dağılımları.



Şekil 2.5. Deprem ve arazi verilerinden yararlanılarak hazırlanan Türkiye Diri Fay haritası (Şaroğlu ve diğ.1992).

2.2. Depremsellik Parametresi b'nin ve Fraktal Korelasyon Boyutunun Hesaplanması

Depremlerin zaman ve uzay ortamında büyüklük ve yığılma dağılımlarının özelliklerine göre incelenmesinde deprem episantrlarının dağılımından hesaplanan fraktal korelasyon boyutu D_c ve Gutenberg-Richter bağıntısının b-değeri kullanılmıştır. Bu parametrelerin hesaplanmasında kullanılan yöntemleri açıklamadan önce, bu parametrelerin duyarlı hesaplanmasında önemli olan veri boyu yada sayısı hakkında bilgi verilecektir.

2.2.1. Veri Uzunluğunun Önemi

Herhangi bir fay zonunun yapısal ve sismolojik özelliklerini yansıtan, fraktal boyut (D) ve sismik b değerinin hesaplanması için iki seçenek vardır. Bu seçeneklerden birincisi, zaman dönemleri için deprem kataloglarının analiz edilmesiyle, depremselliğin zaman-uzay dağılım özelliklerinin incelenmesidir. Fakat bu durumda, her zaman dönemine ait veri sayısı değişebilecektir. Buda, her bir zaman dönemine ait fraktal boyut ve sismik b değerlerinin yeterli veriyle hesaplanmasını zorlaştıracaktır. Bu nedenle, veri sayısının yetersiz olduğu durumlardan kaçınılması ve istatistik olarak gereken veri sayısının duraylılığı için, "sabit zaman dönemi" yerine, veri sayısının sabitlendiği "sabit deprem sayısı" seçeneği tercih edilir. Böylelikle, parametrelerin güvenilirlikleri kontrol edilebilecek ve yetersiz veri durumlarında ortaya çıkabilecek hatalı belirlemelerden kaçınılmış olunacaktır. Bu yaklaşımla, yeterli ve belirli bir sayıda hesaplanan parametrelerin istatistik açıdan güvenilirliklerinin aynı olması sağlanır. Bu da, depremselliğin zaman ve uzay dağılım özelliklerinin hassasiyetle incelenmesi açısından önemlidir.

2.2.2. Fraktal Analizde Veri Uzunluğunun Belirlenmesi

Fraktal boyutun belirlenmesinde kullanılacak veri sayısının optimum olması önemlidir. Büyük sayıda veri ile çalışıldığında bir sorun çıkmamaktadır. Ancak, küçük sayıda veri ile uğraşıldığında istatistik belirsizlik önem kazanır. Fraktal boyutun hesaplanmasında minimum verinin ne olması gerektiğini belirleyecek tek ve kesin bir ölçüt yoktur. Bir çok araştırmacı bu konunun değişik yönlerini tartışmıştır (Smith 1986, Haustad ve Ehlers 1989, Sornette ve diğ. 1991, Eckman ve Ruelle 1992).

Smith (1986), fraktal boyutun hesaplanmasında olması gereken minimum sayının kalite faktörüyle Q ($0 \leq Q \leq 1$) aşağıdaki şekilde belirlenebileceğini ifade etmiştir:

$$N_{\min} \geq \left[\frac{R(2-Q)}{2(1-Q)} \right]^I \quad (2.1)$$

Burada $R = r_{\max}/r_{\min}$ (r =uzaklık) ve I ise hesaplanan fraktal boyutun tamsayı kısmını gösterir.

Bu tez çalışmasında, odak derinliklerinden ziyade deprem episantrları kullanıldığı için, fraktal boyut D 'nin 2 den küçük olması beklenir ($D=2$ tamamı episantrlarla doldurulmuş alana karşılık gelir). Bu nedenle $I=1$ ve $Q=0.95$ kalite veya güvenilirlik sınırlarında N_{\min} sayısı 95 ile 100 arasında değişir.

Eckmann ve Ruelle (1992) ise, belirli sayıdaki bir deprem verisiyle elde edilebilecek fraktal boyut D 'nin maksimum değerinin aşağıdaki bağıntıdan bulunabileceğini göstermiştir.

$$D_{\max} = \frac{2 \log N}{\log \left[\frac{\Delta}{r} \right]} \quad (2.2)$$

Burada Δ veri setindeki depremler arasındaki en büyük uzaklıktır.

Möller ve diğ. (1989) episantr hatalarının ve gürültünün hesaplanan fraktal boyut değerine etkisini araştırmıştır ve bunların fraktal boyutu artırdığını ileri sürmüştür. Hesaplanan, daha doğrusu tahmin edilen (D_{est}) değerlerle gerçek değerler (D) arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde verilmiştir (Möller ve diğ.,1989):

$$D_{est} = D \left(1 + K \left(\frac{\sigma}{\bar{r}} \right)^2 \right) \quad (2.3)$$

Burada K alan sınırının bir sabiti, σ gürültünün standart sapması ve $\bar{r} = \sqrt{r_{\min} r_{\max}}$ dir.

Katalogumuzda ki mevcut deprem episantrlarının hataları fraktal boyutun %10 civarında hatalı belirlenmesine sebep olmaktadır. Zaten bu çalışmada gerçek değerden çok D_c 'nin göreceli değişimleriyle ilgilendiği için bu hata kabul edilebilir.

Kurths ve Herzel (1987) veri uzunluğunun fraktal boyuta etkisini ve küçük veri setlerinden hesaplanan fraktal boyut tahminlerinin geçerliliğini, bir kaç bin verilik nokta üzerinde yaptıkları çalışmalarla araştırmışlardır. Havstad ve Elers (1989) aynı sorunu tartışmışlar ve inceledikleri

durağan olmayan sistem içerisinde 100 veri ile yapılan fraktal boyut tahminlerinin, 12800 veri kullanılarak yapılan tahminlerden yaklaşık %10 farklı olduğunu belirlemişlerdir. Bu sonuç çalışmamızda dikkate alınan hatanın yaklaşık büyüklüğüne karşılık gelmektedir.

2.2.3. Sismik b-değerinin Hesaplanması:En Büyük Olasılık Yöntemi

Sismik b-değeri, En Küçük Kareler Yöntemiyle (EKKY) kolayca belirlenebilir. Bu yöntemle, magnitüd-logN eğrisine en iyi uyan doğru belirlenir. Guttorp (1987), EKKY ile Genelleştirilmiş En küçük Kareler Yöntemi (GEKKY)'ni karşılaştırmış ve GEKKY'nin EKKY'ne göre daha üstün ve iyi tarafları olduğunu fakat, daha çok veri gerektirdiğini ileri sürmüştür. Alptekin (1978) magnitüd-frekans bağintılarının kullanılan hesaplama yöntemlerine ve veri kalitesine bağlı değişimler gösterdiğine işaret etmiştir. Bu çalışmada sismik b-değerinin belirlenmesinde en büyük olasılık yöntemi kullanılmıştır (Aki, 1965):

$$b = \frac{\log_{10} e}{\langle m \rangle - m_0} \quad (2.4)$$

Burada $\langle m \rangle$ ortalama magnitüd ve m_0 ise incelenen zaman aralığında deprem katalogunun tamamlılık düzeyini gösteren kesme magnitüdüdür. Sismik b-değerinin hesaplanmasında kullanılan bir başka formül de, Zhang ve Song (1981) tarafından önerilmiştir:

$$b = \frac{(n-1)\log_{10} e}{n(\langle m \rangle - m_0)} \quad (2.5)$$

Bu formül ile bulunan b değeri Aki'nin formülü ile bulunana denktir ($n=100$). Aki'nin formülü denenmiş, güvenilir ve kolay uygulanabilir olması nedeni ile daha yaygın olarak kullanılmaktadır. Bender (1983), Guttorp ve Hopkins (1986) Aki formülünün ($m_{\max}-m_{\min}$) magnitüd aralıklarından ne ölçüde etkilendiğini araştırmışlardır. Sonuç olarak, küçük bir veri seti için hataların diğer temel belirleme tekniklerine göre daha az olduğunu belirtmişlerdir. Magnitüd aralığı ($m_{\max}-m_{\min}$)<2 olduğu durumlarda Aki formülünün kullanılması bir karışıklığa ve hataya sebep olabilmektedir. Bu durumlarda sismik b değeri, Page (1968)'in formülüyle hesaplanır:

$$\beta - [\langle m \rangle - \frac{m_{\min} - m_{\max} \exp(-\beta(m_{\max} - m_{\min}))}{1 - \exp(-\beta(m_{\max} - m_{\min}))}]^{-1} = 0 \quad (2.6)$$

Burada $b = \beta / \log_{10} e$ dir. Yukarıda verilen denklem ikiye bölme "bisection" yöntemi kullanılarak çözülebilir (Press ve diğ., 1988). Buraya kadar verilen bilgilerden, sınırlı veri sayısından ($n=100$) b -değerinin belirlenmesi için önerilen formüllerin yaklaşık olarak denk sonuç verdiği anlaşılmaktadır. Bu nedenle bu çalışmada (2.4) bağıntısı ile verilen A_k 'nin formülü kullanılmıştır. Page (1968) formülünün kullanılması halinde % 95 güvenilirlik sınırları aşağıdaki şekilde verilmiştir.

$$\sqrt{n} \left[\frac{1}{\beta^2} + \frac{(m_{\max} - m_{\min})^2}{2 - \exp(\beta(m_{\max} - m_{\min})) - \exp(\beta(m_{\min} - m_{\max}))} \right]^{-1/2}$$

$$\left[\frac{1}{\beta} + \frac{m_{\min} - m_{\max} \exp(-\beta(m_{\max} - m_{\min}))}{1 - \exp(-\beta(m_{\max} - m_{\min}))} - m \right] = \pm 1.96 \quad (2.7)$$

A_k 'nin yaklaşımında n sayıda bir deprem setinden % 95 güvenilirlik sınırları $\pm 1.96b/\sqrt{n}$ bağıntısıyla hesaplanır. Page'in formülü kullanılarak hesaplanan güvenilirlik sınırlarından, b -değerinin yaklaşık olarak 0.5-1.5 arasında, ortalama hatanın $\pm 0.1-0.2$ ($n=100$ için) olacağı tahmin edilir.

2.2.4. İki Nokta Korelasyon Boyutunun Hesaplanması: Korelasyon Integral Yöntemi

Bu çalışmada deprem episantrlarının fraktal boyutu en az 100 veriye sahip pencereler kullanılarak korelasyon integrali yöntemiyle hesaplanmıştır. Bu yöntemin esasları aşağıda açıklanmıştır. Burada deprem episantrlarının fraktal boyutunun diğer fraktal boyutlardan (sismik b -değeriyle ilişkili olarak deprem büyüklüğünden hesaplanan fraktal boyut gibi) temelde farklı olduğunun vurgulanması gerekir. Temelde, odak derinlik dağılımlarındaki hataların episantrlardaki hatalardan daha büyük olması, incelenen bölgede sismojenik zonun kalınlığı (< 10 km), incelenen bölgenin yatay ölçek olarak büyük olması gibi sebeplerden kaynaklanabilir. Bu

nedenle, deprem odaklarına nisbetle daha duyarlı belirlenebilen episantr verileri tercih edilir. Ayrıca, iki yatay nokta arasındakinden daha farklı ölçeklenen derinlik dağılımları sonuçta tamamen self-similar değil orantısız "self-affine" davranış gösterir (Mandelbrot,1977). Fraktal boyut, korelasyon boyutu (Grasberger ve Procaccia, 1983) olarak belirlenir. Depremselliğin zaman-uzay dağılımlarının fraktal analizinde kullanılan başka yöntemler de vardır (örneğin, kutu sayma yöntemi; Sadowsky et al., 1984). Fakat sonuçların güvenilir ve uygulanmasının kolaylığı nedeniyle, korelasyon integrali yöntemi daha yaygın bir kullanıma sahiptir (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989; Rossi, 1990; Radulian ve Trifu, 1991, Henderson and Main, 1992). Depremselliğin fraktal analizinde, korelasyon integrali yönteminin (korelasyon boyutunu verir) kutu sayma yöntemine (kapasite boyutunu verir) tercih edilmesinin diğer bir nedeni de, depremselliğin bir davranış biçimi olan yığılmalardaki "clustering" küçük değişimlere daha duyarlı olmasıdır (Kagan ve Knopoff, 1980; Hirata, 1989). Bu üstünlüklerinden dolayı, bu çalışmada depremselliğin fraktal boyutunun hesaplanmasında korelasyon integrali yöntemi tercih edilmiştir. Korelasyon boyutu D_C aşağıda verilen formülden hesaplanır:

$$D_C = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (2.8)$$

Burada, r iki episantr arasındaki açısal uzaklıktır ve $C(r)$ korelasyon fonksiyonudur:

$$C(r) = \frac{2N_{R < r}}{n(n-1)} \quad (2.9)$$

Burada N , r den daha küçük bir R uzaklıkta dağılmış noktaların sayısı, n ise analiz edilen noktaların toplam sayısıdır. İki deprem arasındaki r uzaklığı ($1^\circ=111\text{km}$ kullanılarak kilometreye çevrilmiştir) aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_i \cos \theta_j + \sin \theta_i \sin \theta_j \cos(\phi_i - \phi_j)) \quad (2.10)$$

Burada (θ_i, ϕ_i) ve (θ_j, ϕ_j) sırasıyla i ve j 'nci depremlerin koenlem (90-çenlem) ve boylamlarıdır

(Hirata,1989). Korelasyon boyutu, $\log r$ - $\log C(r)$ grafiğinde verinin fraktal dağılım gösterdiği 1.5 ($0.7 < \log r < 2.2$) büyüklüğe sahip bölümündeki verilere en küçük kareler yöntemiyle geçirilen doğrunun eğiminden bulunur. Alt sınır genellikle episantr duyarlılığı ile, üst sınır ise incelenen bölgenin büyüklüğüyle ilişkilidir (Kagan ve Knopoff, 1980). Burada, $\log r$ 'ye karşı $\log C(r)$ 'nin doğrusal regresyonundan standart hata değeri de tahmin edilir. Uygulamada, yaklaşık 0.1 ve 10 km arasında r uzunluğuna karşılık gelen bu doğru, episantr duyarlılığı ile ilgilidir. Tahmin edilen korelasyon boyutları, sismik b-değerlerinden daha fazla saçılma gösterir fakat genelde bir düzlem üzerindeki noktaların dağılımı için korelasyon boyutunun 1.0 ila 2.0 arasında bir değerde olması beklenir. Bu saçılma episantrların yerlerinin tam doğru olarak belirlenememiş olmasından ya da episantrların varsayılan fraktal modele uymadığından ileri gelir. Bu çalışmada ayrı ve kümülatif veriden hesaplanan korelasyon eğrileri $0.7 < \log r < 2.2$, veya $5 < r < 160$ km arasında ölçekle değişmezlik veya fraktal özellik göstermektedirler. Bu aralıklarda, merkezi fark formülü

$$dC / dr = (C(r + \Delta r) - C(r - \Delta r)) / (2\Delta r) \quad (2.11)$$

kullanılmasıyla dC/dr lokal değişimi hesaplanmıştır. %95 güvenilirlik limiti $\pm 1.96\sigma$ formülü ile verilmiş olup burada σ en küçük kareler yöntemiyle bulunan standart hatadır.

2.2.5. Kapasite Boyutunun Hesaplanması:Kutu Sayma Yöntemi

Fraktal boyutun ölçülmesinde kullanılan bir diğer popüler yöntem Kutu Sayma Yöntemi'dir. Bu yöntemde göre, fraktal boyutun bulunmasında bir cismi örtmek için gereken kutu büyüklüğü r ile kutuların sayısı N arasındaki ilişkiyi yararlanır (Feder,1989; s.14,Hirata,1989a). Bu yöntemde fay sistemlerinden fraktal boyutun hesaplanması için bir kare alan (R kenar uzunluklu) daha küçük dörtgen kutulara (R_0 / r^n kenar uzunluklu) bölünür ve içine fay çizgileri düşen kutular sayılır. Kısaca bu yöntemde, kutu büyüklüğü bir çok kere değiştirilir ve her bir kutu büyüklüğü için içine fay düşen kutular sayılır. Sonuçlar, kutuların sayısı ordinat ve her bir kutu aralığı absis olacak şekilde \log - \log ortamında işaretlenir. Sonuçta, gözlemlere en iyi uyum regresyon eğrisinin eğiminden fraktal boyut elde edilir. İçine fay çizgileri düşen kutuların sayısı aşağıdaki ilişki ile verilir:

$$N(r) \propto r^{-D} \quad (2.12)$$

Burada D fraktal boyuttur. $r, R_0 / r^D$ kare kutuların bölünmesinden dolayı değişen kare kutuların boyutudur.

2.3. Türkiye ve Yakın Çevresinin Sismotektoniği ve Doğrultu Atımlı Fay Sistemleri

2.3.1. Türkiye ve Çevresindeki Levha Hareketleri

Türkiye ve yakın çevresi, Azor yarım adalarından başlayan ve uzak doğuda Endonezya'ya kadar uzanan Alpin deprem kuşağının, Akdeniz bölgesindeki en aktif kısmını teşkil eder. Türkiye ve yakın çevresinin sismik ve tektonik haritalarının incelenmesinden kolaylıkla görüleceği gibi sismik etkinliğin büyük çoğunluğu doğrultu atımlı faylar ile ilişkilidir (Şekil 2.1).

Tektonik depremlerin oluşumu levha tektoniği ile açıklanabilmektedir. Türkiye ve yakın çevresinin sismotektoniği, Avrasya, Afrika ve Arap levhaları ve bunlar arasındaki Ege, Anadolu, Doğu Anadolu levhalarının göreceli hareketleriyle açıklanmaya çalışılmaktadır. Afrika ve Arap levhaları, Avrasya levhasına göre kuzeye doğru kaymaktadır (McKenzie 1972, Alptekin 1973). Arabistan levhasının, Avrasya levhasına göre kuzey-kuzey batı yönünde yaklaşık 25 mm/yıl bir hızla hareket etmesi, Anadolu ve Doğu Anadolu levhalarının sırasıyla batı ve doğuya doğru kaymalarına sebep olarak, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), güneydoğuda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve kuzeydoğuda Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) üzerinde doğrultu atımlı hareketlere neden olmaktadır (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; DeMets ve diğ.,1990) (Şekil 2.1). Bu hareketler aynı zamanda, KAFZ'nun doğu ucunda ve Kafkasya bölgesinde bir sıkışmaya ve batı Anadolu'da ise bir genişlemeye neden olmaktadır. McKenzie (1972) tarafından tanımlanan Ege levhasının GB ya doğru hareket ettiği savunulmuştur (Taymaz ve diğ.,1991). Ancak, son yıllarda GPS (Global Positioning Systems) ölçülerine dayandırılan yorumlara göre (Reilinger ve diğ.,1995; Oral, 1994) Ege Anadolu bloğu yaklaşık olarak saatin ters yönünde 12° lik bir dönme hareketiyle batıya doğru kaymaktadır (Oral,1994). Alptekin (1973) bu bloğu Ege-Anadolu levhası olarak isimlendirmiş ve batı Anadolu'daki normal faylanmaların levha içi deformasyonları yansıttığını savunmuştur. GPS ölçülerinin gösterdiği diğer bir sonuçta KAFZ'nun Karlıova'da bitmediği, Van gölünü de içine alacak şekilde doğuya doğru devam ettiği (Oral,1994).

KAFZ'da sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Miyosenden sonra başladığı bilinmektedir (Şengör, 1979). KAFZ'nun, Adapazarı ve Karlıova arasındaki ($31^\circ-41^\circ E$) bölümü morfolojik

olarak çok iyi tanımlıdır (Allen, 1969). Bu bölüm, 1000-1100 km toplam uzunluğa sahiptir (Ambraseys, 1970; Allen, 1980). Ancak fay zonunun Marmara denizi ve Kuzey Ege denizindeki uzantılarıyla birlikte toplam uzunluğunun 1500-1600 km ye ulaştığı anlaşılmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade,1988). Fay zonunun Erzincan'dan Mudurnu vadisinin batı ucuna kadar olan yaklaşık 900 km lik bölümü 1939 ve 1967 arasında oluşan ve episantrları batıya doğru göç eden altı büyük deprem ile kırılmıştır (Şekil 2.1) (Ambraseys, 1970; Barka, 1992). KAFZ, Adapazarı'ndan başlayarak Marmara ve kuzey Ege denizine doğru üç kola ayrılır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). KAFZ 'nda görülen sağ yanal hareketlerin fay zonunun sol yönlü doğrultu atımlı hareketlerin gözlemlendiği DAFZ ile keşiştiği Karlıova'daki üçlü eklem (41°E) ötesinde doğuya doğru devam ettiği görüşleri vardır, fakat bu bölgede kırıklar KAFZ'nda olduğu gibi sürekli değildir (Jackson, 1992). Karlıova'dan başlayan DAFZ Hatay'ın güneyinde Ölü Deniz fay zonu ile birleşir (Lyberis ve diğ., 1992).

2.3.2. Kuzey Anadolu Fay Zonu

2.3.2.1.Genel Özellikleri

Alpin Deprem Kuşağı'nın ve Türkiye'nin en önemli kırık zonunu oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) doğuda Karlıova'dan başlayarak Adapazarı'nın batısına kadar uzanır. Karlıova'nın doğusundaki ve Adapazarı'nın batısındaki uzanımları çok iyi anlaşılabilmiş olmamakla birlikte sağ-yönlü doğrultu-atımlı hareketlerin bu sınırların ötesinde de devam ettiği son yıllarda meydana gelen depremlerin odak mekanizmalarından ve GPS çalışmalarından anlaşılmaktadır (Jackson ve McKenzie,1984;Oral,1994). Özellikle fay zonunun doğu uzanımlarıyla ilgili olarak Jackson (1992), KAFZ'ndaki sağ yönlü faylanmanın Karlıova'nın doğusundan İran'ın kuzey batısına doğru devam ettiğini fakat bu bölümdeki faylanmanın KAFZ'nun ana bölümünde görüldüğü kadar sürekli olmadığını tartışmıştır.

KAFZ, Marmara Denizi'nin kuzeyinden ve güneyinden geçerek kuzey Ege Denizi'ne kadar doğrultu atımlı ve normal faylanma özelliği göstererek üç kola ayrılarak devam eder (Mckenzie,1972; Barka ve Kadinsky-Cade,1988, Şekil 2.1). Bu bölgede özellikle Adapazarı'nın batısından itibaren Marmara bölgesinde fay zonu, doğudaki belirgin morfolojisini ve tek ana fay çizgisi görünümünü kaybederek dallanma özelliği gösterir. Karlıova-Saroz körfezi arasında KAFZ, 10m ile 100m arasında değişen zonal bir yapı gösterir (Şaroğlu, 1988).

KAFZ'nuyla ilgili pek çok çalışmada fay zonunun çeşitli özellikleri tartışılmış olmakla birlikte yaşı, konumu ve uzunluğu ve gözlenen atım miktarları gibi özellikleri hala tam olarak

Çizelge 2.1. Çeşitli araştırmacılara göre KAFZ'nda yerdeğiştirme hızları, toplam yerdeğiştirme miktarları ve yaş tahminleri.

Kaynaklar	Jeolojik Veri (cm/yıl)	Jeofizik Veri (cm/yıl)	Jeodezik Veri (cm/yıl)	Toplam Ofset (km)	Yaş	İncelenen Bölüm
Pavoni,1961				350-400	Kretase	
Brune,1968		11				
Ketin,1969				10	Pliyosen	
Kopp ve diğ.,1969		30			Oligosen	
Ambraseys,1970		2.9				
McKenzie,1972		4				
Canitez,1973		1-2				
Canitez ve Ezen,1973		1-2				
Tokay,1973	1-1.5			60-80	Orta Pliyosen	Gerede-İlgaz arası
North,1974		3.2				
Arpat ve Şaroğlu, 1975	1-1.5			85±5	Burdigaliyen	
Seymen,1975	0.5			100-120		
Bergougnan,1975				100	Akt Kretase	
Tatar,1978				50-60	Pliyosen	
Toksöz ve diğ.,1979		6-12				
Barka,1981	0.45-0.5			25±5	Pliyosen	
Kasapoğlu ve Toksöz, 1983	1.5					
Barkave Hancock,1984	0.45-0.5			25±5	Akt Pliyosen	Havza-Ladik arası
Şaroğlu,1985				7.5	Pliyosenden sonra	
Sengör ve diğ.,1985				85±5	Miyosenden sonra	
Dewey ve diğ.,1986	0.39-0.89			85±5	Miyosenden sonra	
Hempton,1987					Pliyosenden sonra-Pliyosen başı	
Barka ve Gülen,1988	0.5-1			35		
Turcotte ve Schubert,1988		1.5				
Jackson ve McKenzie,1988		3.1				
Taymaz ve diğ.,1991		3.1-4.8				
Oral,1992			2.5			
Lyberis et al.,1992		4.8				
Ayhan ve diğ.,1993		4.6				
Kiratzi,1993		2.3				30°-41°D
Kiratzi,1993		1.6				30°-35°D
Kiratzi,1993		2.7				35°-41°D
Westaway,1994		1.5-1.9		50-60	3 my.	24°-40°D
Neugebauer,1995				21		Adapazarı-Bolu
Straub ve Kahle,1995			1.7±0.3			24°-31°D

anlaşılmış değildir. Jeolojik, sismolojik ve jeodezik çalışmalarda farklı araştırmacılarca tahmin edilen KAFZ'nda ki yerdeğiştirme hızları, toplam yerdeğiştirme miktarları ve yaş tahminleri Çizelge 2.1 de özetlenmiştir. KAFZ boyunca belirlenen bu kadar farklı doğrultu, yaş, atım ve

diğer özelliklerin sebebi, KAFZ'nun sağ yanal doğrultu atımlı bir fay özelliğini kazanmadan önce onun yerine birbirinden bağımsız hareket eden çok sayıda aktif fayların mevcut olmasıdır (Şaroğlu,1988). Fay zonunun toplam uzunluğu Ambraseys'e (1970) göre 1000 km, Allen'e (1980) göre 1100 km, Şaroğlu'na (1988) göre 1200 km civarındadır. Ancak, fay zonunun doğu ve batı uzanımları ile ilgili son yıllardaki çalışmalar (Ketin, 1976; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) dikkate alındığında fay zonunun doğuda Karlıova'nın ötesinde Van Gölü'nden başlayarak batıda Marmara Denizi'ni geçip kuzey Ege Denizi'ne kadar uzandığı ve toplam uzunluğunun 1500-1600 km yi bulduğu anlaşılmaktadır. Fay zonunun yaşı hakkındaki tahminler, Miyosen'den Pliyosen'e kadar değişmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Ketin'in gözlemlerine göre KAFZ'nun yaşı, Pliyosenden erken ve en çok Miyosen olup, Erzincan'dan Marmara Denizi'ne kadar olan bölümde değişmektedir. Şaroğlu'na (1988) göre ise KAFZ transform fay ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğini Üst Pliyosende kazanmıştır.

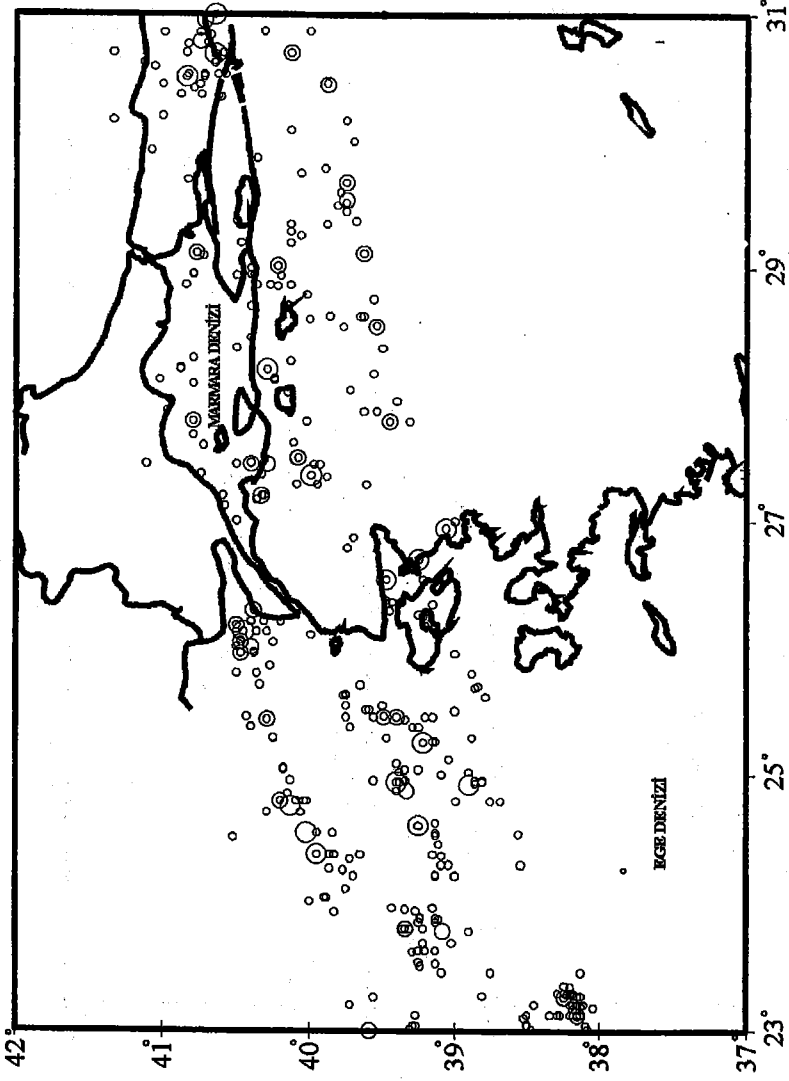
KAFZ'da depresmel olmayan davranış da gözlenmiştir (Aytun, 1972). KAFZ'nu dünya'da krip olayının gözlendiği iki faydan birisidir diğeri ise Kaliforniya'daki San Andreas fayıdır. Krip olayı Çankırı bölgesinde İsmetpaşa'da gözlenmiştir. Gözlenen en büyük krip oranı 1-1.5 cm/yıl dır. İsmetpaşa yakınlarında 1.2.1944 ve 13.8.1951 depremleri ile ilgili yerdeğiştirmeler olmuş ancak 1944 depreminden sonra 1951'e kadar sismik olmayan kayma (krip) gözlenmiştir. Dewey'e (1976) göre 1944 ile 1950 arasında 30 cm'lik krip oluşmuştur. 1951 depremindeki kayma miktarı bilinmemekte fakat 1959-1969 arasındaki krip 12 cm, 1969-1971 arasındaki krip 2 cm, Ağustos 1971 ile Mayıs 1972 arasındaki krip miktarı ise 2.1 cm'dir (Dewey,1976). Diğer zaman aralıklarındaki krip miktarlarını yansıtabilecek yayınlanmış bilgi mevcut değildir.

2.3.2.2. Depresmeliği

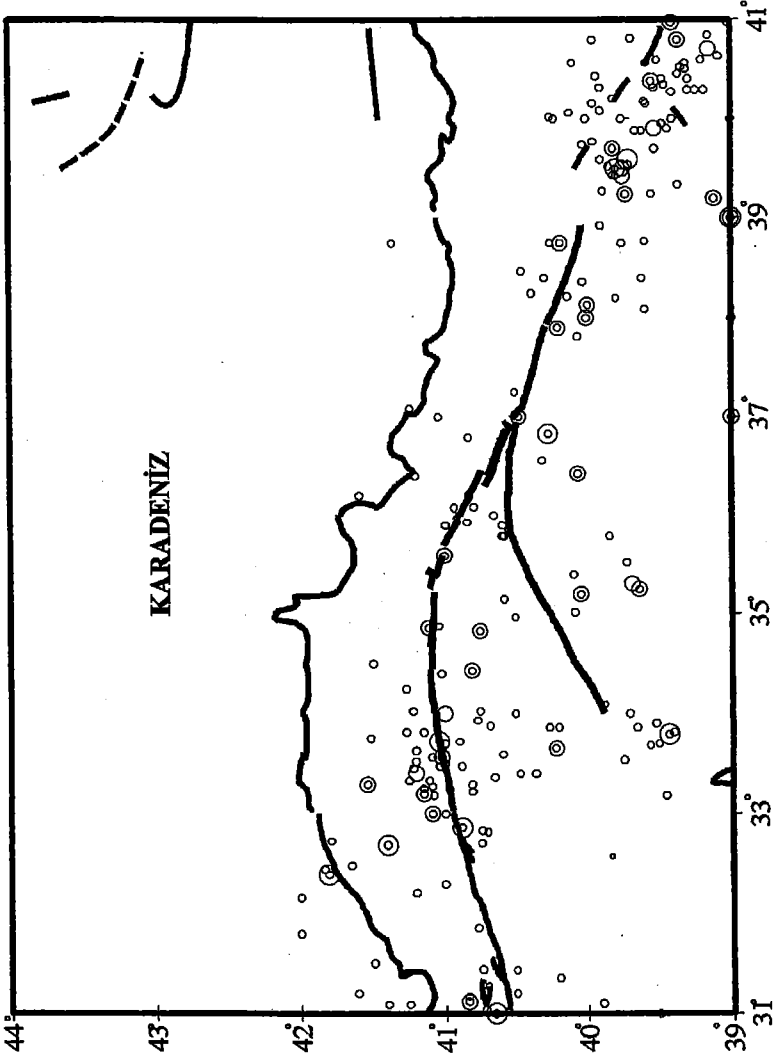
KAFZ'nun depresmeliği üç ayrı bölüme (batı-orta-doğu) ayrılarak incelenmiştir. KAFZ'nun batı bölümünde (23°D ile 31°D boylamları arasındaki bölüm) 1900-1992 yılları arasında büyüklüğü $M \geq 4.5$ olan 375 deprem olmuştur. Bu dönemde $M > 4.5$ olan depremlerin episantrları Şekil 2.6 da gösterilmiştir. Fayın bu bölümünde gözlenen en büyük deprem 9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy ($M_s=7.4$) depremidir. KAFZ'nun orta bölümünde (31°D ile 41°D boylamları arasındaki bölüm) 1900-1992 yılları arasında oluşan büyüklüğü $M \geq 4.5$ olan depremlerin sayısı 275 dir (Şekil 2.7). Bu bölümde gözlenen en büyük deprem ise 26 Aralık 1939 ($M_s=7.8$) Erzincan depremidir. KAFZ'nun doğu bölümünde (41°D ile 45°D boylamları arasındaki bölüm) 1900-1992 yılları arasında oluşan $M \geq 4.5$ olan depremlerin sayısı 201dir (Şekil

2.8). Bu bölümde gözlenen en büyük magnitüdü deprem 24 Kasım 1976 Çaldıran depremidir ($M_s=7.5$).

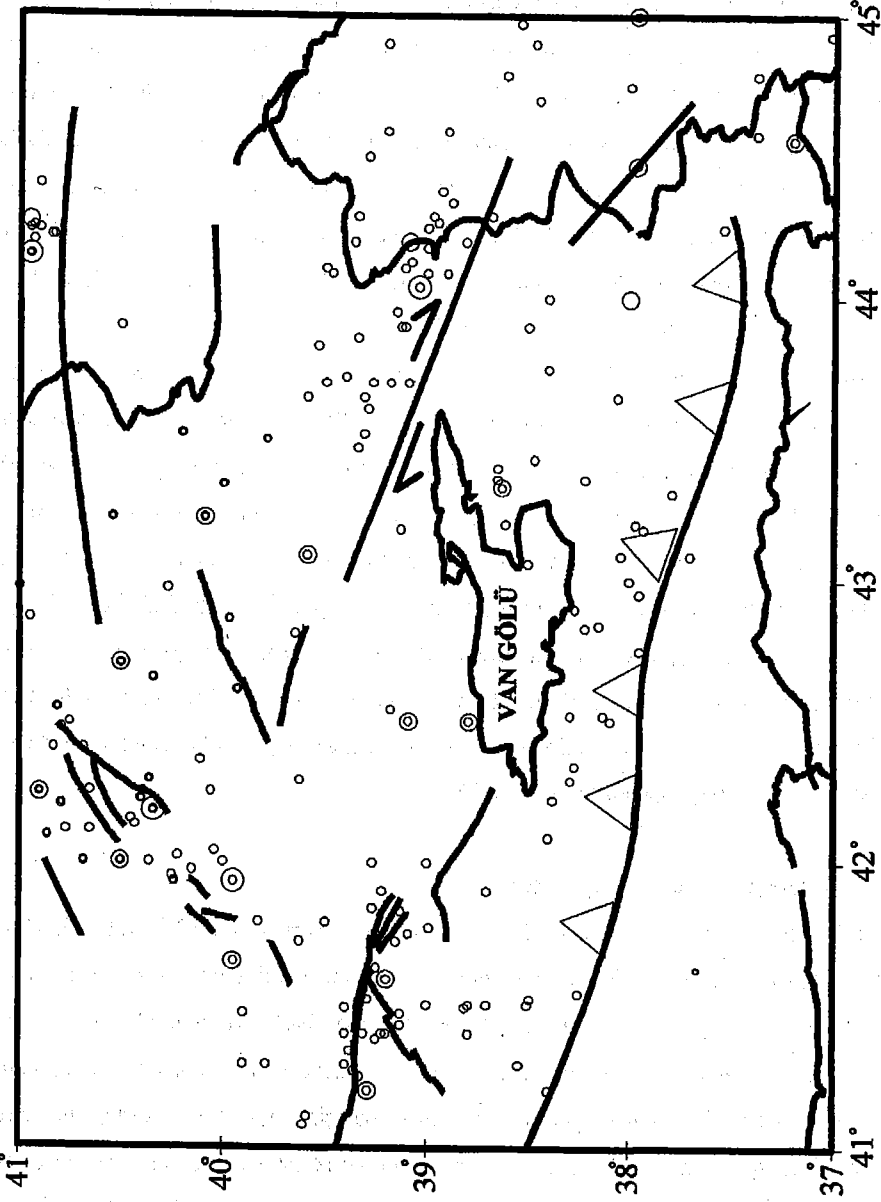
Yukarıda aletsel dönem deprenselliği anlatılan KAFZ'nun batı, orta ve doğu bölümlerinin aletsel ve tarihsel dönem deprensellikleri Öncel(1992); Alptekin ve diğ.(1992) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu çalışmalarda KAFZ'nun batı, orta ve doğu bölümleri için deprem risk parametreleri b , λ_m ve M_{max} hesaplanmıştır. Sırası ile b değerleri 0.79, 0.75, 0.75; deprem etkinlik oranı $\lambda_{4.2}$ değerleri 3.51, 1.64, 2.20 ($M>4.2$) ve beklenen maksimum magnitüd değerleri 7.6, 8.3 ve 7.6 olarak bulunmuştur. $M\geq 4.2$ etkinlik oranı değerlerine göre KAFZ'nun en aktif ve sakin bölümleri sırasıyla batı ve orta bölümleridir. Ancak, $M\geq 7.2$ depremlerin etkinlik oranı değerlerine göre bu karşılaştırma yapıldığında en aktif bölümün orta bölüm; en sakin bölümün ise doğu bölümü olduğu anlaşılmaktadır. Burada etkinlik oranından kastedilen belirli bir kesme magnitüdüne eşit ve daha büyük depremlerin yıllık oluşum yada yinelenme sayısıdır. Bu çalışmalarda, $4.2\leq M\leq 7.2$ arasındaki depremlerin etkinlik oran değerlerine ve yinelenme periyodları için verilen sonuçlara bakılarak, KAFZ'nun sırasıyla batı ve doğu bölümlerinde depremlerin orta bölüme göre daha sık yinelenmesi, ancak $M\geq 7.2$ olan depremler için oluş sıklıklarından ya da yinelenme sürelerinden KAFZ'nun orta bölümünün en aktif bölüm olduğu anlaşılmaktadır (Alptekin ve diğ.1992, Şekil 12). KAFZ'ndaki sismik etkinliğin incelenen bölümlere göre değişiminin daha iyi anlaşılması için 7.5 büyüklüğünde bir depremin yinelenme periyoduna ve 100 yıl içinde olma olasılığına bakılması yararlı olacaktır. Böyle bir depremin yinelenme süresi sırasıyla, KAFZ'nun batı,orta,doğu bölümleri için 1092,270,1055 yıl, 100 yıl içinde bu magnitüdü aşmama olasılıkları da 0.91, 0.69, 0.90 olduğu bulunmuştur. Bu bilgiler ışığında ortaya çıkan sonuca göre, KAFZ'nun orta bölümü, doğu ve batı bölümlerinden çok farklı bir sismik etkinliğe sahiptir. Alptekin ve diğ.(1992) tarafından yapılan diğer bir incelemede, farklı deprensellik özelliği ile dikkat çeken KAFZ'nun orta bölümünde, farklı dönemlerde etkin olmuş ve farklı atım özellikleri gösteren bölümleri ($31^\circ-33.5^\circ D$, $33.5^\circ-36.5^\circ D$, $36.5^\circ D-38.0^\circ D$ ve $38^\circ D-41.5^\circ D$) incelenmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade,1988). Bu bölümler için verilen toplu sonuçlara (Alptekin ve diğ.1992, Şekil 11) göre, özellikle $31^\circ-33.5^\circ D$, $36.5^\circ-38^\circ D$ ve $38^\circ-41.5^\circ D$ bölümlerinde sismik etkinlik ve yinelenme sürelerinin magnitüdlere göre değişiminde bir benzerlik göze çarpmaktadır. Fakat, $33.5^\circ-36.5^\circ D$ bölümünde depremlerin magnitüdlere göre yinelenme süreleri diğer bölümlere göre farklıdır. Özellikle $M=6.2$ den büyük ve küçük depremlerin yinelenme sürelerinin diğer bölümlere göre bu bölümde farklı olması, bu bölümde deprenselliğin çok daha farklı ölçeklendiğini gösterir.



Şekil 2.6. KAFZ'nun batı bölümünün depremsellik haritası (1900-1992, $M \geq 4.5$).



Şekil 2.7. KAFZ'nun orta bölümünün depremSELLİK haritası (1900-1992, $M \geq 4.5$).



Şekil 2.8. KAFZ'nun doğu bölümünün depremsellik haritası (1900-1992, $M \geq 4.5$).

KAFZ'nun depremselliğinde dikkat çeken diğer bir özellik de, oluş zamanları farklı fakat yakın büyüklüklerdeki depremlerin birbirlerine yakın kırıklar boyunca peşpeşe meydana gelmeleridir (Westaway,1994 ve Scholz,1994). Bu tür depremler literatürde 'compound earthquakes', olay da bursting olarak tanımlanmıştır (Scholz,1994; Westaway,1994). KAFZ'nun da özellikle 967-1050, 1650-1670 ,1939-1967 yılları arasında gözlenen depremlerin compound yada bursting davranışına örnek teşkil ettiği savunulmuştur (Westaway,1994). KAFZ'nun depremselliğinde gözlenen compound özellikli depremselliğe benzer davranışlar üçüncü, beşinci ve yedinci asırlarda da gözlenmiştir (Ambraseys, 1970).

KAFZ'nun depremselliğiyle ilgili tartışılan konulardan birisi de depremlerin odak göçleridir. Bir çok araştırmacı özellikle 26 Aralık 1939 depreminden sonra depremlerin odaklarının batıya doğru göç ettiğini savunmuşlardır (Ketin,1969; Ambraseys,1970; Dewey,1976;Toksöz ve diğ.,1979; Ikeda ve diğ.,1991). Özellikle bu deprem göçü esnasında fay zonunda Varto'nun doğusunda ve Adapazarı yakınlarında kırılmayan bölümlerinin sismik boşluk oluşturdukları, (Toksöz ve diğ.,1979) ve potansiyel deprem bölgelerini gösterdiği ifade edilmiştir. Fay zonu'nun Marmara bölgesindeki kalan bölümünde ise depremlerin doğuya doğru göç ettikleri ifade edilmiştir (Üçer ve Alptekin, 1990). Özet olarak, 1939-1967 yılları arasında KAFZ'nda büyük depremlerin D-B yönünde salınımlar yaparak batıya doğru göç ettikleri söylenebilir (Beyaz,1992; Öncel,1992; Alptekin ve diğ.,1992).

2.3.3. Doğu Anadolu Fay Zonu

Türkiye'nin en büyük ve önemli kırık zonlarından diğeri olan DAFZ, yaklaşık 400 km uzunluğa sahip, orta Miyosende (yaklaşık 12 my önce) oluşmuş aktif bir fay zonudur (Şengör ve diğ., 1985, Dewey ve diğ., 1986). Bu fay zonu, Karlıova'dan başlar ve güney batıda Antakya'ya kadar uzanarak Ölü Deniz fay zonu ile birleşir. Ayrıca, Adana basinine yakın Kahramanmaraş civarında üçlü birleşimi meydana getirir. Bu üçlü birleşim Arabistan, Afrika ve Avrasya levhalarının birleştiği yerdir (Şekil 2.10). Bitlis bindirme kuşağının 100 km kuzeyinden başlayan DAFZ'ndaki sol yönlü hareketler Hazar gölüne kadar uzanır (Hempton, 1983). DAFZ'nun batı bölümü, Gölbaşı'ndan Maraş'a kadar olan bölgeyle tanımlanır. Bu bölümde fay zonu K50°D ve K85°D doğrultularına sahiptir. Ayrıca, bu bölümde gözlenen oblik geometri, Arabistan ve Anadolu levhalarının sınırı boyunca, K-G yönündeki daralmadan kaynaklanır (Lyberis ve diğ.,1992). DAFZ üzerinde alınan jeolojik kesitlerde, Maraş ve Gölbaşı arasında görülen hakim yapılarda Mesozoyik, Eosen ve Neojen formasyonlarına sahip bindirmeler gözlenmiştir (Lyberis

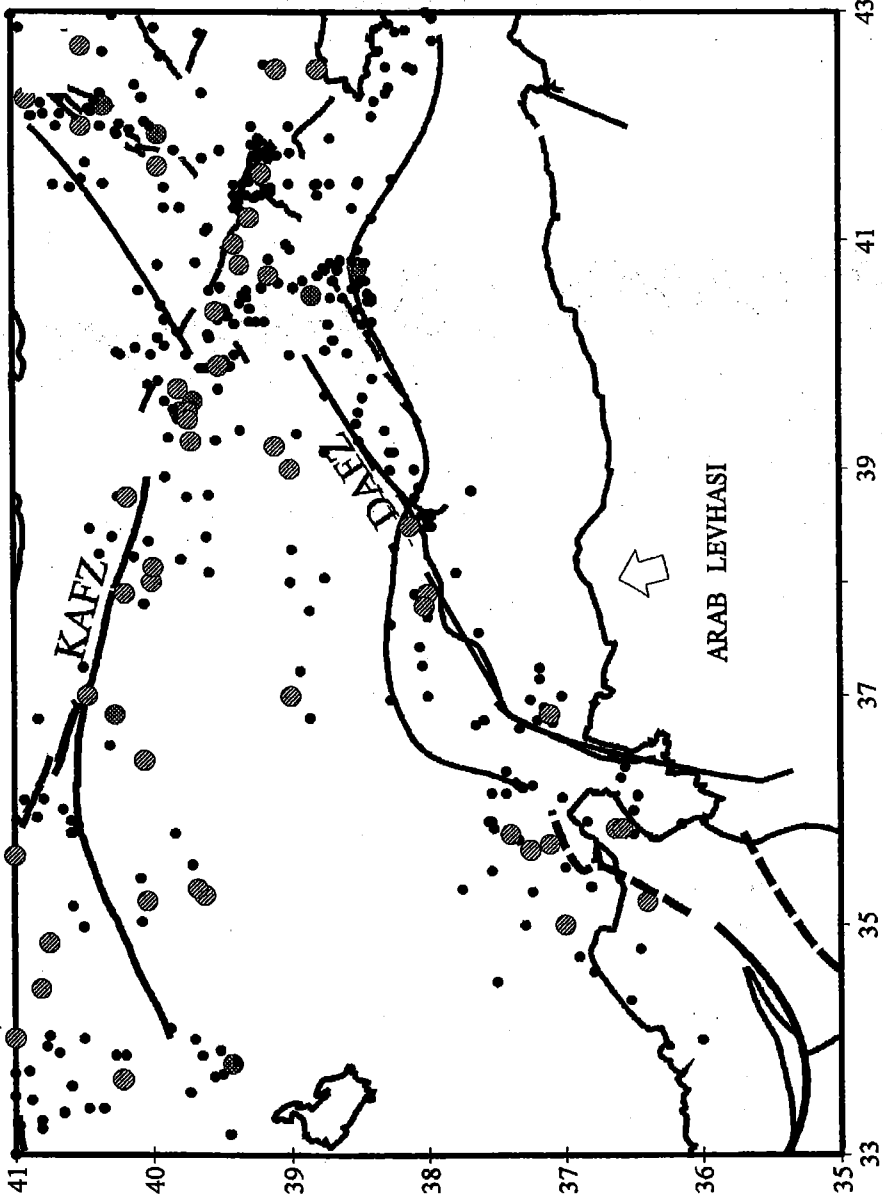
ve diğ.,1992). DAFZ'nu Gölbaşı bölgesinde, Bitlis bindirme kuşağının doğu-batı yönünde açılmasıyla kesilmektedir. DAFZ'nun doğu ve batı bölümlerinde Bitlis bindirme kuşağında ± 50 km lik yanal atımlar gözlenmiştir. Ancak bu büyüklükteki bir yanal atım DAFZ için çok büyüktür (Perinçek ve diğ.,1987). Erdoğan (1975), DAFZ'na göre doğu ve batı bölümünde kalan Bitlis bindirmesindeki çökel fasiyeslerinden DAFZ için ± 20 km lik bir yanal atım tahmin etmiştir.

DAFZ'nun yapısal ve geometrik özellikleri büyük ölçüde sismolojik gözlemlerle belirlenmiştir (McKenzie, 1972, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984). KD-GB yönünde kırılmış faylarda gözlenen depremlerin odak mekanizmaları sol yönlü doğrultu atımlıdır (Arpat ve Şaroğlu, 1971; McKenzie, 1976; Hempton, 1982). Bu çalışmalardan edinilen sonuç, DAFZ'nun tamamen sol yönlü gelişen bir faylanma özelliği gösterdiği ve KAFZ ile eşlenik bir yapı oluşturarak Anadolu levhasının batıya doğru hareketine katkı sağladığıdır.

DAFZ'yla ilişkili fay zonlarının doğrultuları ve uzunlukları, fay zonunun özellikleriyle ilgili bilgiler vermektedir. Bu fay zonlarından bazıları, Adıyaman (210 km), Elazığ (100 km), Ovacık (160 km; KD-GB), Malatya (160km, K25°D), Sürgü (DB), Elbistan (110km,K20°D), Yeniköy-Yedioluk (340km,K56°D), Tavla (175 km, DB), Göksu (130 km, K25°D), Savrun-Kozan (210km, K45°D), Kozluk-Narlı (300km) fay zonlarıdır (Gökçe,1992).

DAFZ'nda levha hareketleri ve jeolojik bilgilere dayandırılan yerdeğiştirme miktarları 1.9-3.5 cm/yıldır (Dewey ve diğ., 1986; Jackson ve McKenzie, 1988; Taymaz ve diğ., 1991b; Lyberis ve diğ., 1992). Bingöl ile Karlıova arasında gözlenen toplam yerdeğiştirmeden (22-27 km) yaklaşık 0.5 cm/yıl olarak bulunur (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Yalçın, 1978). Sismolojik verilerden DAFZ için tahmin edilen yerdeğiştirme değerleri; 0.4-0.6 cm/yıl (Kasapoğlu ve Toksöz, 1984;Ezen,1987), 0.6 cm/yıl (Kıratzi, 1993), 3.4 cm/yıl (Taymaz ve diğ., 1991), 2.5-3.5 cm/yıl arasında ortalama 2.9 cm/yıl (Taymaz ve diğ.,1991), 1.9 cm/yıl (Lyberis ve diğ., 1992), 1.5 cm/yıl (Kempfer,1994) gibi farklı değerlerdir. DeMets ve diğ.,(1990)'nin Nuvel-1 levha modeline göre yerdeğiştirme 335° bir doğrultuya ve yaklaşık 2.7 cm/yıl bir büyüklüğe sahiptir. Özet olarak, DAFZ boyunca jeolojik ve sismolojik verilere dayandırılmış yerdeğiştirme büyüklükleri, 0.4-3.5 cm/yıl arasında değişmektedir.

DAFZ'nda aletsel dönemde $M \geq 4.5$ büyüklüğünde oluşan depremlerin sayısı 133 dür (Şekil 2.9). Bu asırda , gözlenen en büyük depremler, 4 Aralık 1905 Malatya depremi ($M_s=6.8$) ve 1971 Bingöl depremidir ($M_s=6.9$). 14 Haziran 1964 Malatya depremi ($M_s=5.7$) bir çok araştırmacı tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir (Canitez ,1969; McKenzie, 1972; Büyükaşkoğlu, 1979, Eyidoğan, 1983).



Şekil 2.9. DAFZ'nun depremsellik haritası (1900-1992, $M \geq 4.5$).

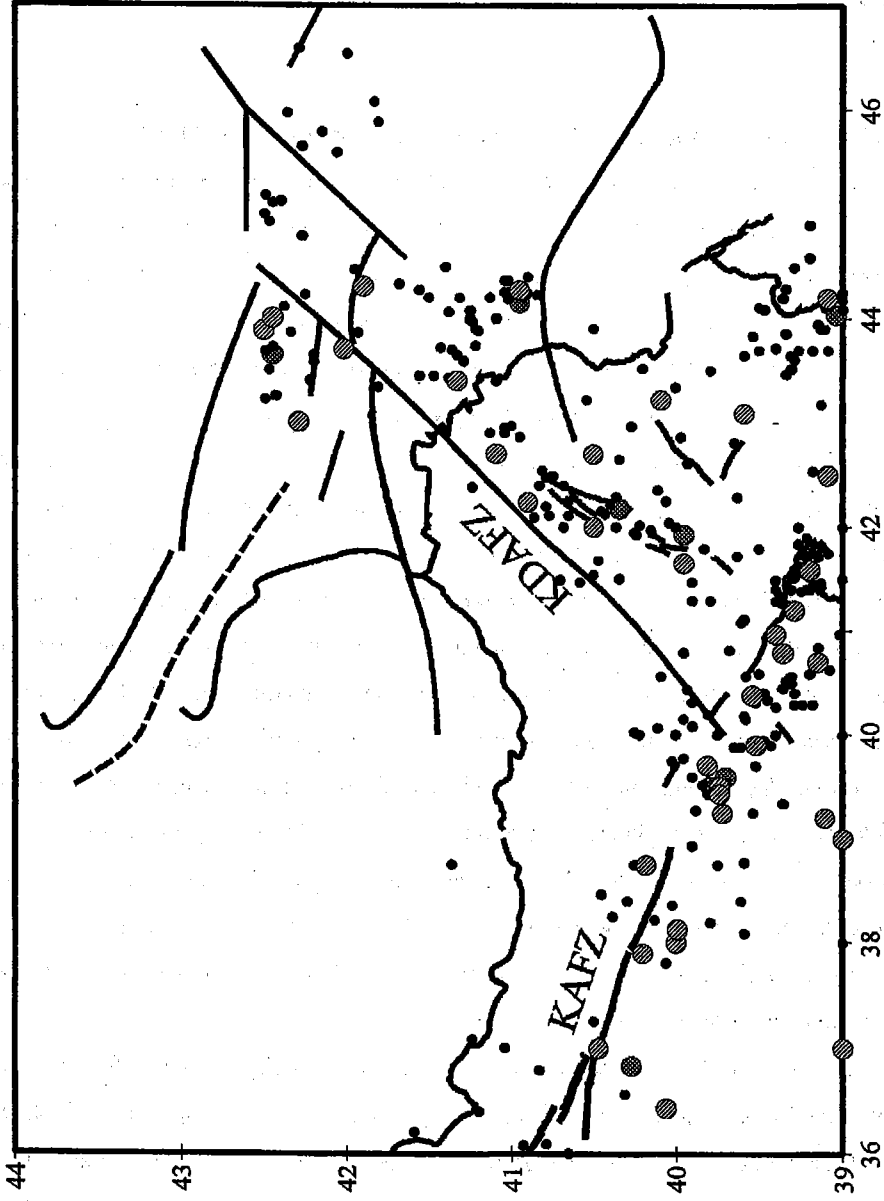
Bu depremin kaynak mekanizması çözümlerinden, normal faylanma (Canitez,1969; Mckenzie, 1972, Eyidoğan, 1983), doğrultu atımlı faylanma (Büyükaşikoğlu, 1979) gibi farklı çözümler bulunmuştur. ISC deprem kataloğunda odak derinliği 3 km olarak verilen bu depremin odak derinliği yeniden incelenmiş ve 12-13 km olduğu bulunmuştur (Eyidoğan,1983). DAFZ'nda son 1000 yıl içinde $I_0 \geq 7.0$ şiddetindeki depremler (Ambraseys, 1970 ve 1988) yerleşim bölgelerinde önemli ölçüde hasar yapmıştır (Soysal ve diğ.,1981). Tarihsel dönemde meydana gelen bazı depremlerin büyüklükleri belirsizdir. Bu depremlerin çoğu, fayın kuzey doğu ve güney doğu uçlarına yakın olduğundan, ana fay zonu boyunca gelişen tali fay parçaları ile ilişkilendirilmeleri güçtür (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

2.3.4. Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu

KDAFZ, Kuzey Doğu Anadolu Bloku'nun kuzey sınırını oluşturan sol yönlü doğrultu atımlı hareketlerin gözlemlendiği bir fay zonudur. Bu fay zonu KD yönünde Kafkasya'ya kadar devam eder. KDAFZ boyunca doğudan batıya doğru gidildikçe deprem etkinliğinde bir azalma görülür (Şekil 2.10). Fay zonunun bu özelliği 1900-1992 arasında $M \geq 4.5$ büyüklüğünde depremleri gösteren episantr haritasında açıkça görülmektedir. KDAFZ, kuzeyde Gürcistan'da Borzhomi ve Akhaltsikhe arasında Kura nehrine ve doğu Anadolu'da da Merehevi ve Çoruh nehrine kadar uzanır. Fay zonunun bu bölümü literatürde Borzhomi-Kazbeg Fayı (BKF) olarak da geçer (Philip ve diğ.,1989). Kuzey Doğu Anadolu Bloku içinde 1983-1985 arasında oluşan beş depremin kayma vektörleri sol yönlü KDAFZ'na veya BKF'na paraleldir (Jackson,1992). Büyük Kafkaslarda Borzhomi'nin kuzey doğusuna ($\sim 41.5^\circ K$) kadar devam eden KDAFZ doğudan batıya doğru jeolojik yapıları ayırır (Philip ve diğ.,1989). Bu yoruma göre fay zonu bir ölçüde transform fay gibi davranmakta ve gözlenen kayma vektörleri kuzeydoğuda Büyük Kafkaslar'daki bindirmelerle benzerlik göstermektedir. Bu yorumun doğruluğunu araştırmak için daha önce KDAFZ'nda olan depremlerin odak mekanizması çözümlerinden bulunan kayma vektörleri, Büyük Kafkaslar'ın doğusunda ki kayma vektörleriyle karşılaştırılmıştır. Kafkasların doğusu ve KDAFZ'ndaki kayma vektörlerinin yaklaşık paralel oldukları görülmüştür (Jackson, 1992). Bu gözlemler Philip ve diğ.,(1989)'nin KDAFZ veya BKF ile temsil olunan sol yanal atımlı sistemin önemli ölçüde transform fay olduğu görüşünü doğrulamaktadır (Jackson,1992).

KDAFZ'nda aletsel dönemde $M \geq 4.5$ olan 132 deprem olmuştur. Bu dönemde gözlenen en büyük ve bölgenin tektoniği hakkında önemli bilgiler veren depremlerden biride 30 Ekim 1983 tarihli Horasan, diğer ismiyle Narman depremidir ($M_s=6.8$). Bu depremle ilgili yapılan saha

gözlemlerinden ve kaynak mekanizması çözümünden KD-GB doğrultuya sahip, KB ya eğimli sol yanal atımlı bir faylanma ile ilgili olduğu anlaşılmıştır. Bu depreme ait 2880 tane art sarsıntı kaydedilmiştir. Gözlenen en büyük art sarsıntılardan ikisi (18 Eylül 1984, $M_s=5.6$; 18 Ekim 1984, $M_s=4.8$) yaklaşık bir yıl sonra meydana gelmiştir (Eyidoğan, 1990).



Şekil 2.10. KDAFZ'nun depremsellik haritası (1900-1992, $M \geq 4.5$).

III.BULGULAR

3.1. Türkiye'deki Doğrultu Atımlı Fay Sistemlerinin Fraktal Özellikleri

Fraktal analiz ile Türkiye'deki doğrultu atımlı fay sistemlerinin yapısal ve sismolojik özelliklerinin araştırılmasında önceki bölümlerde anlatılan fay ve deprem verileri kullanılmıştır. Doğrultu atımlı fay sistemlerinde (KAFZ, DAFZ, KDAFZ) deprenselliğin fraktal özelliklerinin zamana ve uzaya bağlı değişimleri incelenmiştir. Bu incelemede II.bölümde esasları verilen yöntemler kullanılarak sismik b-değeri, korelasyon boyutu (D_c) ve kapasite boyutu (D_0) gibi parametreler hesaplanarak incelenen bölgelerdeki fayların sismotektonik özellikleri araştırılmıştır. Bu amaç için, magnitud, episantr ve fay dağılımları kullanılmıştır. Bilindiği gibi bir depremin büyüklüğü depremle açığa çıkan enerjinin bir ölçüsüdür ve fay sistemlerindeki gerilme düzeyine bağlıdır. Bu nedenle deprem büyüklüğüne bağlı olarak bulunan b-değerleri fay sistemlerinin tektonik özellikleriyle ilişkilidir. Öte yandan, deprem episantrlarından bulunan korelasyon boyutu ise deprem episantrlarının uzay dağılımlarına bağlıdır. Fay dağılımları ise deprem oluş sıklığına, yer ve büyüklüğüne bağlı olarak aktif sismik zonlarda gözlenen kırıklardır. Bu nedenle deprem ve fay dağılımları sismik zonların yapısal ve geometrik özelliklerini gösterir. Deprem episantrlarının korelasyon boyutu, fay sistemlerinin hem yapısal hem de geometrik özellikleriyle doğrudan ilişkilidir. Deprem büyüklük dağılımlarından bulunan sismik b değeri ise fay zonundaki gerilme konsantrasyonu ve fayın tektoniği ile ilişkili bir parametredir. Fay dağılımlarının kapasite boyutu ise fayın düzensizliği ve yapısal durumuyla ilişkilidir. Bu tez çalışmasında, araştırılan bir başka konu da, fay sistemlerinin yapısal ve sismolojik özellikleriyle doğrudan ilişkili olan sismik b ve D_c parametrelerinin birbirleriyle ilişkisidir.

Bu çalışmanın önceki bölümlerinde özellikleri açıklanan sismolojik veriler kullanılarak fay sistemlerinin yapısal ve sismolojik özellikleri araştırılmaya çalışılmıştır. Sismolojik veriye ek olarak son yıllarda hazırlanmış Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu ve diğ.,1992) kullanılarak fraktal "kapasite boyutu" incelenen bölümler için kutu sayma yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. İzleyen bölümlerde Türkiye'deki doğrultu atımlı fay sistemleri için elde edilen sonuçlar ayrıntıları ile verilecektir.

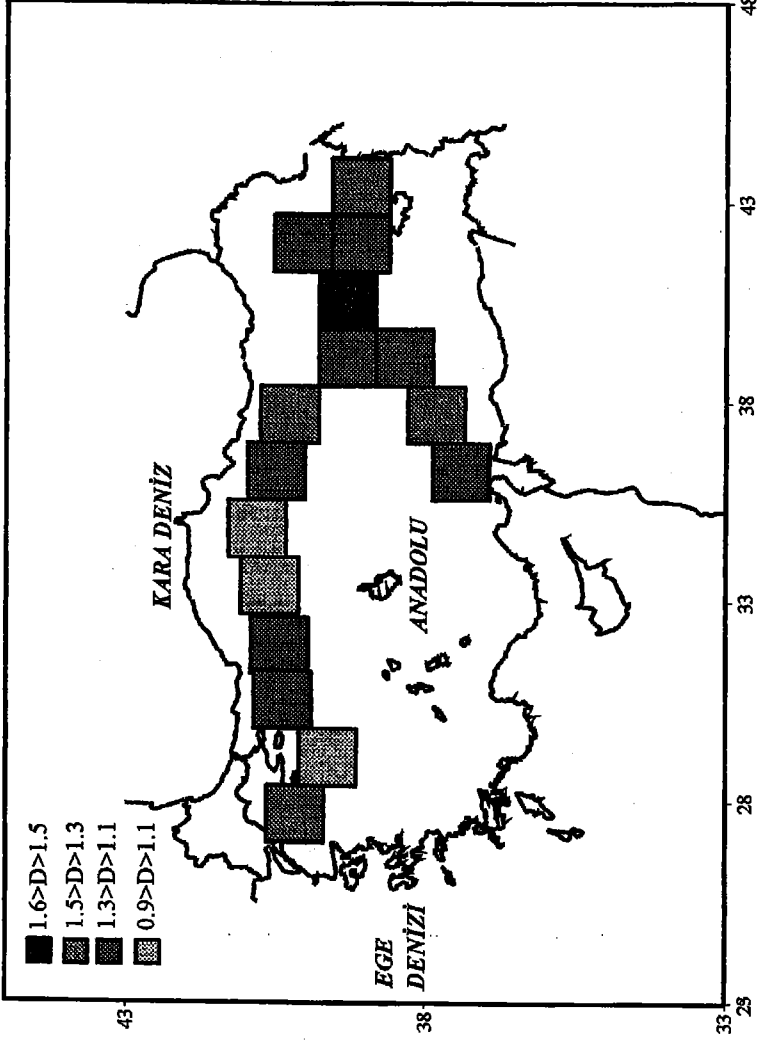
3.1.1. Doğrultu Atımlı Fay Sistemlerindeki Fay Dağılımlarının Fraktal Özellikleri

Fay sistemlerinin fraktal boyutunun hesaplanmasında kullanılan popüler yöntem kutu sayma yöntemidir (Feder, 1989). Bu yöntem ilk olarak Japonya'daki fay sistemlerine uygulanmıştır (Hirata, 1989a). Bu yöntem ile bulunan fraktal boyut, kapasite boyutudur. Kapasite boyutu, grid aralığındaki değişime bağlı olarak bir kırık zonunun uzay dağılım özelliğini verir. Bu yöntem, bir kare alanın daha küçük kutulara bölünmesine dayanır. Her bir bölünmede, içine fayların düştüğü kutular sayılır. Kutu büyüklüğüne bağlı olarak fayların içine düştüğü kutu sayısı log-log ortamında işaretlenir. Bu veriye uyan regresyon eğrisinin eğiminden kapasite boyutu bulunur. Kısaca özetlenen bu yöntemle KAFZ, DAFZ ve KDAFZ'deki fay dağılımlarından fraktal boyutları hesaplanmıştır. Bu amaca uygun olarak yöntem, Türkiye diri fay haritasına (Şaroğlu ve diğ., 1992) uygulanmıştır. Böylelikle incelenen fay zonları boyunca değişen düzensizlik sayısallaştırılmış, faylanmanın düzensizliğine ve yoğunluğuna bağlı olarak değişen fraktal boyut değerleri bulunmuştur (Şekil 3.1).

İncelenen bölgelerin her biri doğrultu atımlı fay zonlarındaki bir alana karşılık gelen kutulara ayrılmıştır. Herbir kare kutunun bir kenarı $R_0 = 162.5$ km'dir. Her bir kutu kenar uzunlukları 5.20 km ($=R_0 / 2^5$) den 81.25 km ye kadar değiştirilen küçük karelere bölünerek içinde fay parçası bulunduran kutular sayılmış ve $N(r)$ elde edilmiştir. Daha sonra, $\log N(r)$, $\log r(\text{km})$ nin fonksiyonu olarak gösterilmiştir. Sonuçta elde edilen grafiklerin bir doğruya uyup uymadıkları araştırılmıştır. İncelediğimiz fay zonlarında $r \geq 5$ km ile $r \leq 160$ km aralığında $\log N(r) - \log r$ dağılımlarının birer doğruya iyi bir şekilde uydukları gözlenmiştir. Belirtilen ölçekler aralığında incelediğimiz fay sistemleri self similar (istatistiksel benzerlik) bir yapı özelliği yani fraktal özellik göstermektedirler. En küçük kareler yöntemiyle elde edilen herbir doğrunun eğiminden fraktal boyut D_0 hesaplanmıştır.

3.1.1.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu fay zonunun 26.5°D ile 44.5°D arasındaki bölümü yatay uzunlukları 166.5 km olan on iki kutu ile belirlenen bölümlere ayrılmıştır. Herbir kutu alana, Kutu Sayma Yöntemi uygulanarak fraktal "kapasite boyutu" hesaplanmıştır (Şekil 3.2(a-c)). Çizelge 3.1'den kolayca izlenebileceği gibi bulunan fraktal boyut değerleri $0.93-1.53$ arasında değişmektedir. Özellikle, KAFZ boyunca en büyük fraktal boyut değeri üçlü eklemin görüldüğü Karlıova ve dolaylarını kapsayan bölümde ($40^\circ-41.50^\circ\text{D}$) gözlenmiştir. Bunun muhtemel sebebi, Arabistan levhasının



Şekil 3.1. Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları boyunca kutu sayma yöntemi ile fay dağılımlarından bulunan fraktal (kapasite) boyut değerlerinin dağılımı.

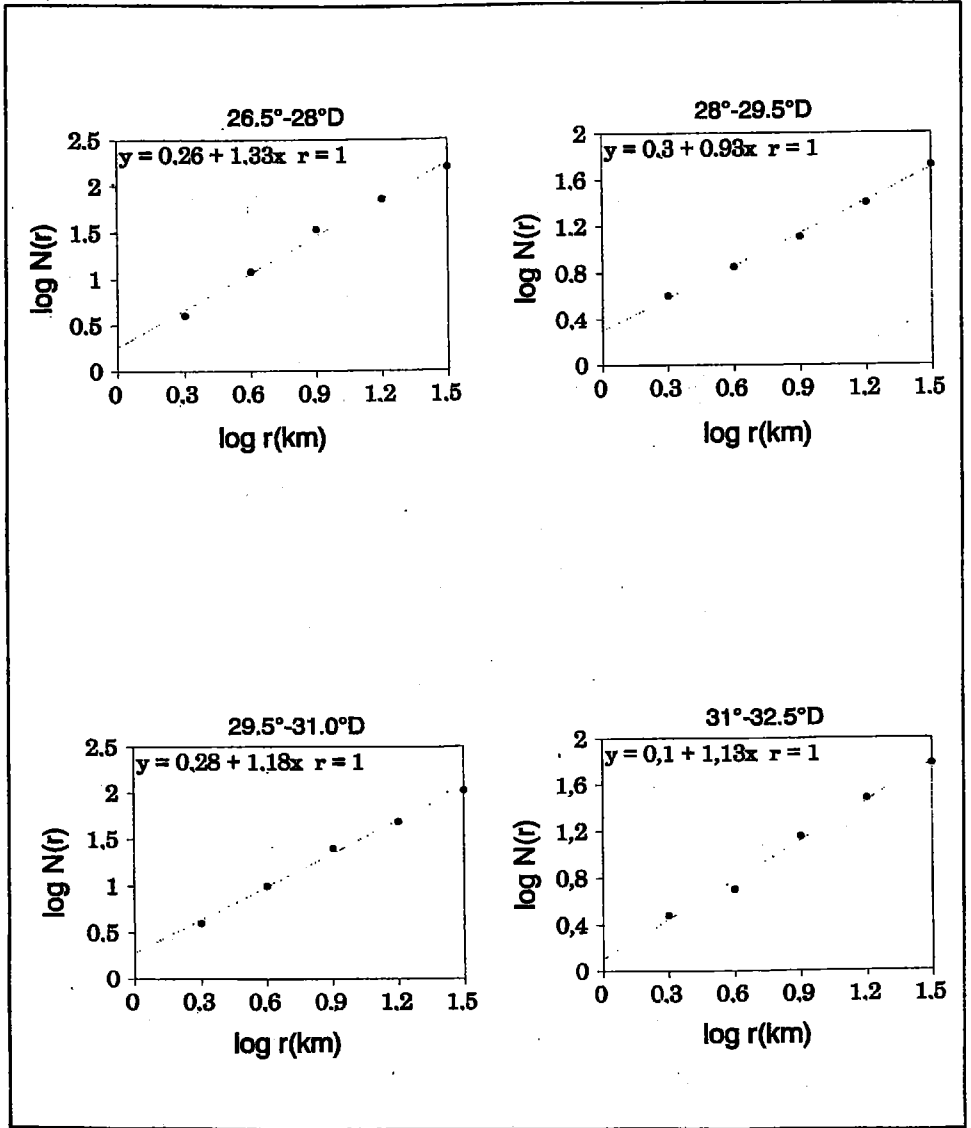
kuzeye doğru hareketiyle Avrasya-Arabistan arasında sıkışan doğu Anadolu'da en büyük deformasyonun meydana gelmesidir.

Çizelge 3.1.KAFZ'nda doğrultu atımlı fay zonları için kutu sayma yöntemi ile hesaplanmış fraktal "kapasite" boyutları aşağıda her bir bölge için standart sapma ve korelasyon katsayıları ile birlikte verilmiştir.

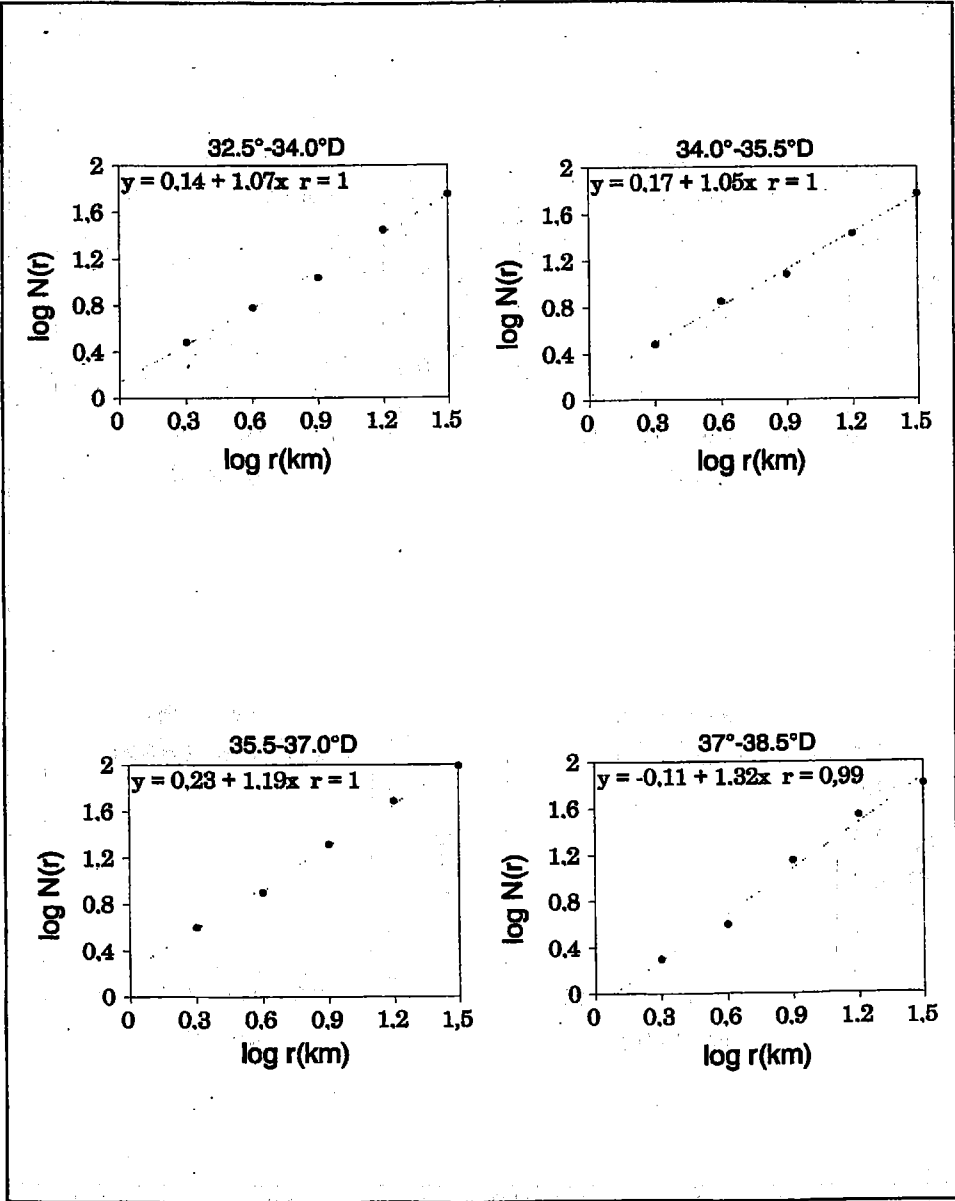
Bölge	Fraktal Boyut	Standart sapma	Korelasyon katsayısı
26.5°-28.0°D	1.33	6.808E-02	0.996
28.0°-29.50°D	0.93	2.975E-02	0.998
29.5°-31.0°D	1.18	4.258E-02	0.998
31.0°-32.5°D	1.13	5.831E-03	0.995
32.5°-34.0°D	1.07	4.073E-03	0.997
34.0°-35.5°D	1.05	3.752E-03	0.998
35.5°-37.0°D	1.19	3.809E-03	0.998
37.0°-38.5°D	1.32	8.441E-02	0.993
38.5°-40.0°D	1.17	2.078E-02	0.999
40.0°-41.5°D	1.53	0.105	0.992
41.5°-43.0°D	1.15	9.899E-02	0.988
43.0°-44.5°D	1.36	0.103	0.991

3.1.1.2. Doğu Anadolu Fay Zonu

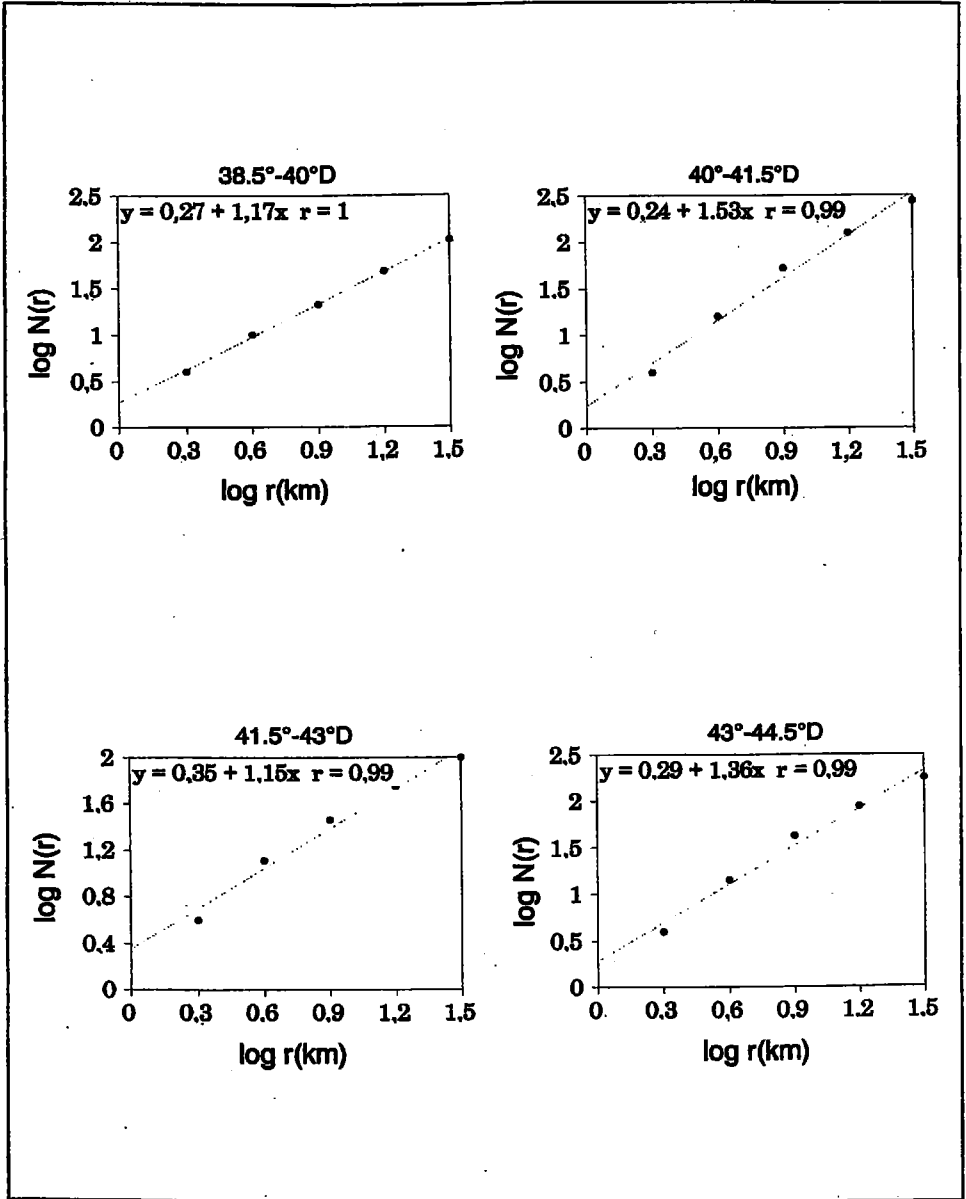
Doğu Anadolu fay zonu'nda yaklaşık 37.5°K ile 39.0°K bölümünde ki bölge iki alt bölgeye ayrılmıştır. Kutu Sayma Yöntemi ile bu bölgeler için hesaplanan fraktal boyut 1.19 ile 1.23 arasında değişmektedir (Şekil 3.3). Sonuçlar Çizelge 3.2'de toplu olarak verilmiştir. DAFZ için bulunan fraktal boyut değerlerinin yaklaşık olarak 1.25 gibi bir üst sınırı vardır. Bu değer KAFZ için bulunan fraktal boyutun üst sınır değerinden (yaklaşık 1.53) hemen hemen %50 daha küçüktür. İki boyutlu yüzeylerde fraktal boyut değerinin 1 ile 2 değeri arasında olduğu ve fraktal boyutun fay dağılımındaki düzensizliğin ve deformasyonun bir ölçüsü olduğu düşünülürse, hesaplamalar sonucu bulunan fraktal boyut değerlerinin DAFZ'daki deformasyon ve düzensizliğin KAFZ'na nisbetle daha az olduğunu düşündürmektedir.



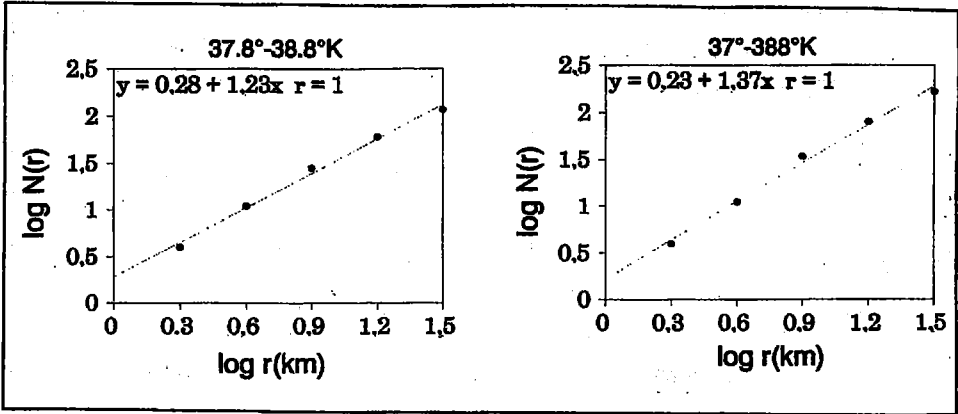
Şekil 3.2(a).KAFZ'nu boyunca 26.5°-32.5° boylamları arasında kalan bölümünde fay dağılımlarından kapasite boyutunun elde edilmesi.



Şekil 3.2(b).KAFZ'nu boyunca 32.5°-38.5° boylamları arasında kalan bölümünde fay dağılımlarından kapasite boyutunun bulunması.



Şekil 3.2(c).KAFZ'nu boyunca 38.5°-44.5° boylamları arasında kalan bölümünde fay dağılımlarından kapasite boyutunun bulunması.



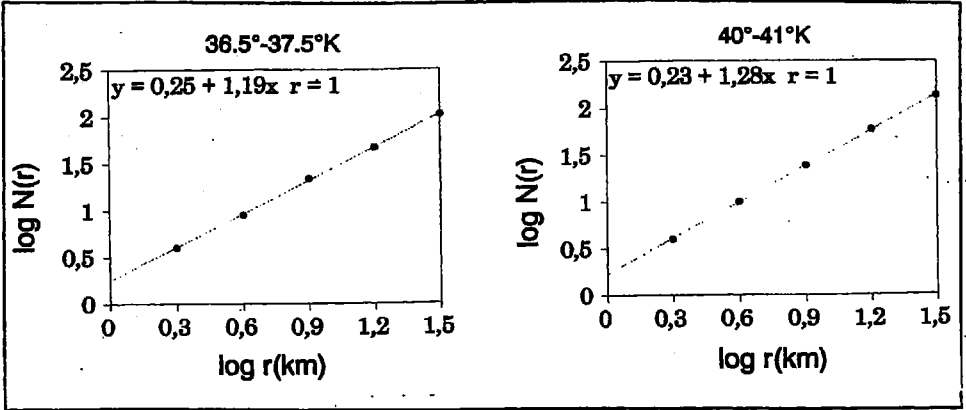
Şekil 3.3.DAFZ'nu boyunca 37°-38.8°K enlemleri arasında kalan alt bölümlerde fay dağılımlarından bulunan fraktal boyutlar.

Çizelge 3.2.DAFZ'nda kutu sayma yöntemi ile hesaplanmış fraktal "kapasite" boyutları aşağıda her bir bölge için standart sapma, korelasyon katsayıları ile birlikte verilmiştir.

Bölge	Fraktal Boyut	Standart sapma	Korelasyon katsayısı
37.8°-38.8°K	1.23	0.0607	0.996
37.0°-38.0°K	1.37	0.0653	0.996
36.5°-37.5°K	1.19	1.744E-02	0.999

3.1.1.3. Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu

Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu özellikle KAFZ ve DAFZ gibi ayrıntılı olarak çalışılmış bir fay zonu olmamakla birlikte depremsellik ve tektonik özellikleriyle dikkat çekmektedir. Bu fay zonunu temsil eden kırık dağılımları için kutu sayma yöntemiyle fraktal boyut değeri 1.28 olarak bulunmuştur (Şekil 3.4). Çizelge 3.3'de bu hesaplamalara ait standart sapma ve korelasyon katsayısı verilmiştir.



Şekil 3.4. KDAFZ'nu boyunca 36.5°-41°K enlemleri arasında arasında kalan alt bölümlerde fay dağılımlarından bulunan fraktal boyutlar.

Çizelge 3.3.KDAFZ'nda kutu sayma yöntemi ile hesaplanan fraktal "kapasite boyutları" her bir bölge için standart sapma ve korelasyon katsayıları ile birlikte verilmiştir.

Bölge	Fraktal Boyut	Standart sapma	Korelasyon katsayısı
40.0°-41.0°K	1.28	1.332E-02	0.999

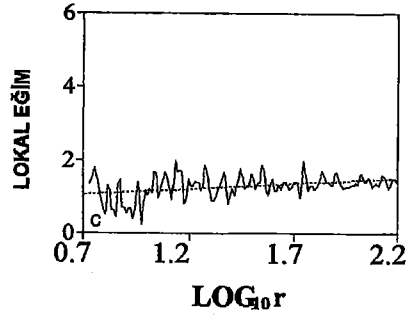
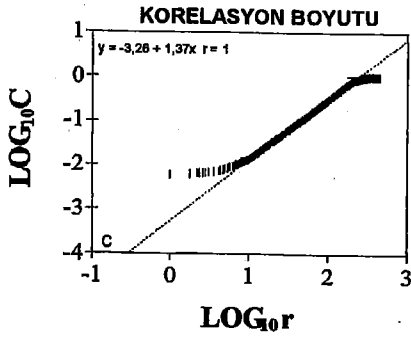
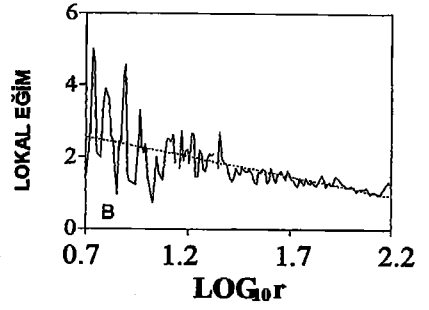
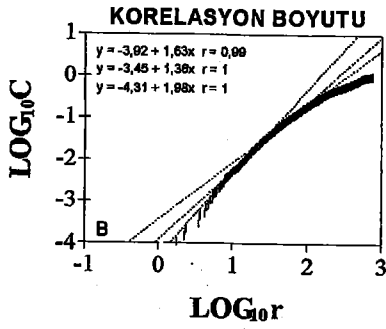
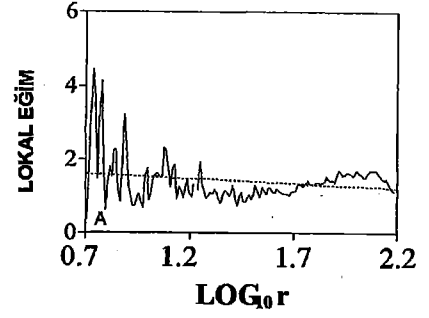
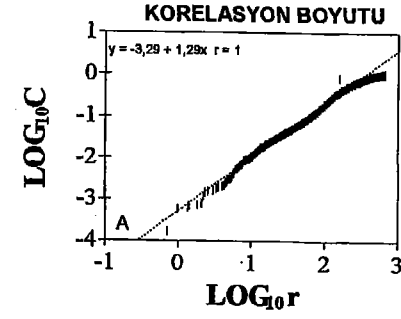
3.1.2. Doğrultu Atımlı Fay Zonlarındaki Depremselliğin Fraktal Özellikleri

3.1.2.1. Doğrultu Atımlı Fay Zonlarında Sismik b ve D_c Parametresinin Uzaysal Değişimleri

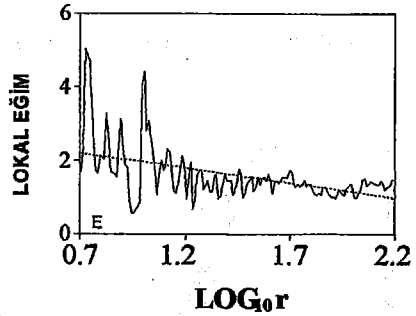
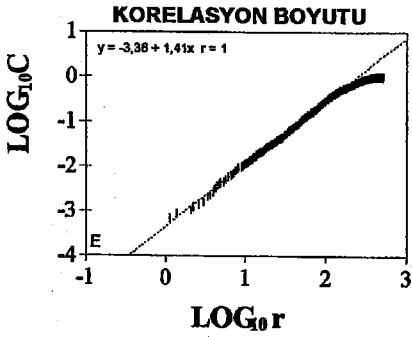
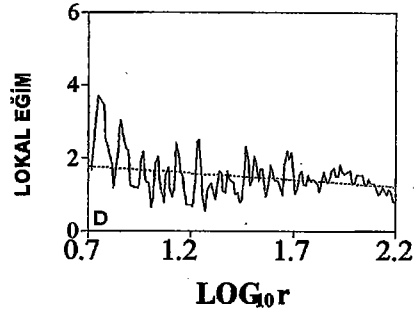
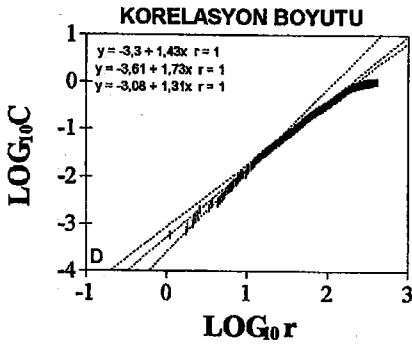
Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları boyunca yapısal özelliklerini ve fay doğrultusu boyunca depremselliğini araştırmak için b-değerleri ve deprem episantr dağılımlarının korelasyon boyutu (D_c) değerleri hesaplanmıştır. Şekil 3.5'in birinci sütununda doğrultu atımlı fay zonlarındaki deprem episantrlarının kümülatif istatistikle bulunan fraktal dağılımları gösterilmiştir. $5 < r < 160$ km arasında dağılımlar bir doğruya çok iyi uymaktadır. Bu sebeble deprem episantr

dağılımlarının ölçekle değişmezlik veya fraktal özellik gösterdiği anlaşılmaktadır. Bu aralıkta (1.5 derece büyüklüğünde) kümülatif veriden bulunan regresyon katsayısı $r=0.98$ ile 1 arasındadır.

Şekil 3.5'in ikinci kolonu ise doğrultu atımlı fay zonları için merkezi fark analizinden bulunan lokal eğimleri göstermektedir. Lokal eğimlerdeki en büyük değişim B zonunda görülmektedir (Şekil 3.5, ikinci sıra). Bu zonun lokal eğimini veren kümülatif eğri sistematik bir eğrimsellik de gösterir. Uyumluluk açısından, bütün veriler aynı uzunluk ölçeğinde analiz edilmiştir ($5 < r < 160$ km). B ve D fay zonlarının gözlenen korelasyon eğrilerinde (Şekil 3.5, 2 ve 4. sıra), yaklaşık olarak 20km civarında bir sistematik kırılma görülür. Bu durumlarda, (1) $r < 20$ km ve (2) $20 \text{ km} < r < 160 \text{ km}$ için $D_c(1) > D_c(2)$ olan iki dağılım tanımlanmıştır. Bu durum, kabukta olan sığ derinlikli depremlerden oluşan bir katalogdaki episantral veriden kaynaklanabilir, ve bu verideki ölçeklenmenin küçük olmasından kaynaklanan bir hata olabilir. Alternatif olarak, bu durum ölçekleme uzunluğundaki gerçek bir değişimden dolayı da olabilir. Bu değişim, muhtemelen bu uzunluk ölçeğinde fay segmentasyonundan kaynaklanmakta ya da tamamen sismik zonun sonlu genişliğiyle kontrol edilmektedir. Bu yaklaşım bir ölçüde kabul edilebilir, çünkü pek çok depremin ölçeklenme davranışı sergileyen uzunluk ölçeklerinin eğiminde, sismojenik tabakanın kalınlığına karşılık gelen kırılmalar gözlenir. Her iki gözlem durumunda da (1) dağılımında daha büyük yığılma vardır. Bu durum yalnızca (2) dağılımından daha küçük bir uzunluk ölçeğine sahip bir örneklemeden kaynaklanır ve aynı zamanda (1) dağılımında ölçekle değişmeyen yığılmanın (daha büyük D_c) daha büyük bir derecede olduğunu gösterir. B zonu için doğrusal regresyonla $D_c(1)=1.98$ [$D_c(2)=1.63$] ve D zonu içinse $D_c(1)=1.73$ [$D_c(2)=1.43$] olarak bulunur. $r > 160$ km mesafede uzaysal dağılım gösteren depremler incelenen bölgenin kenar uzunluğuna duyarlıdır, ve $r < 5$ km lokasyondaki hatalar içinde aynı durum geçerlidir. $5 < r < 160$ km aralığından bulunan sonuçlar Şekil 3.6'da gösterilmiştir. Şekil 3.6(a)'da farklı sismotektonik zonlar (A-E) için istatistik olarak önemli sistematik uzaysal değişimleri gösteren aynı korelasyon eğrileri gösterilmiştir. Şekil 3.6(b), b değerleri ve D_c değerleri ve standart hata büyüklüğüne göre hesaplanan alt ve üst değerleri gösterilmiştir. Sismik b ve D_c değerleri arasında Şekil 3.6(b)'de görüldüğü gibi negatif bir ilişki vardır ($r=-0.64$). Şekil 3.6(c)'deki regresyon bunu doğrulamaktadır. Hirata (1989b), Japonya depremleri için, Henderson ve diğ., (1992) San Andreas fay zonundaki depremler için



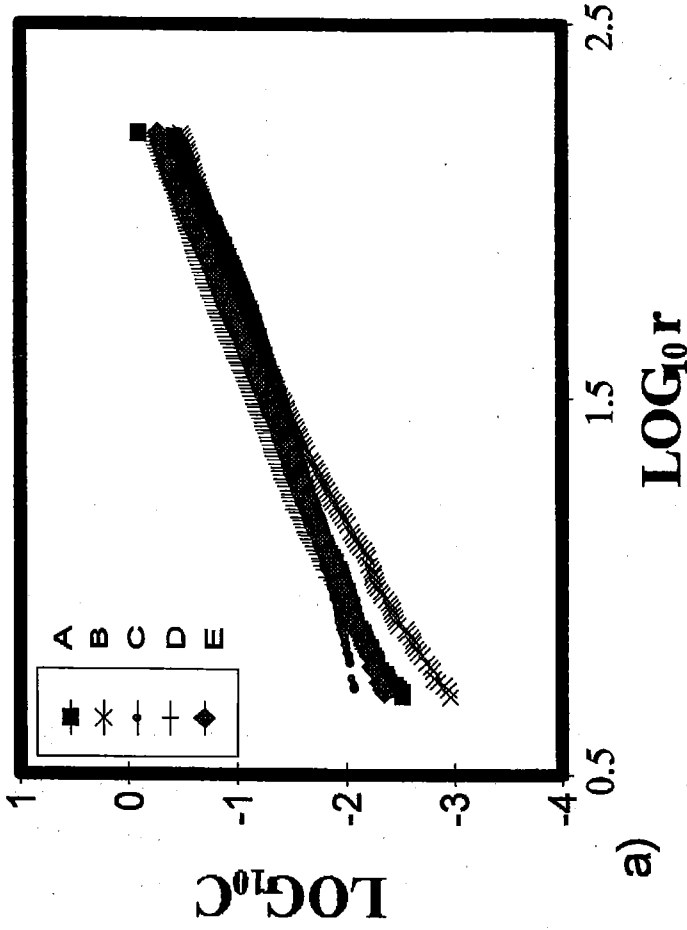
Şekil 3.5. $\log r - \log C(r)$ (soldaki kolon) and $\log r$ -lokal eğim eğrilerinden (sağdaki kolon) regresyonla geçirilen doğrudan (noktali) korelasyon boyutunun tahmini korelasyon boyutunu vermektedir.



Şekil 3.5.(devam)

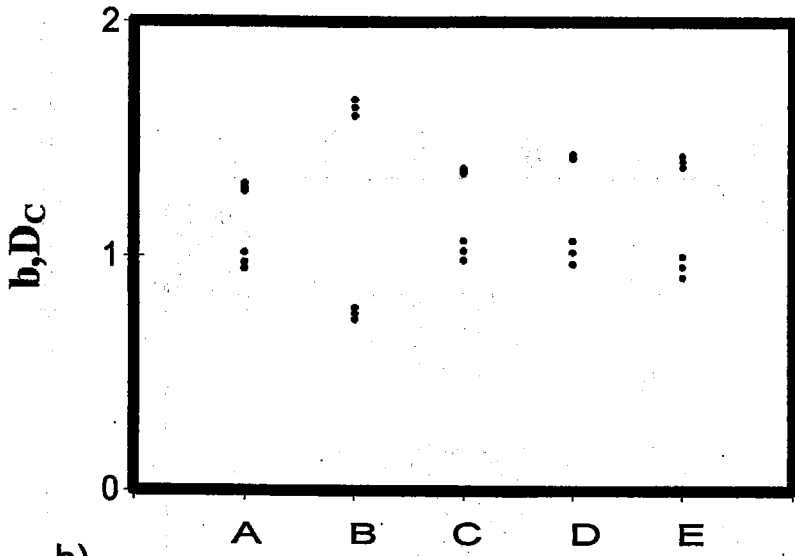
benzer sonuçlar bulmuşlardır. Negatif korelasyonun nedeni, sismik b değerlerinin büyük depremlerle (ana şoklar ile) azalması, fraktal boyut değerlerinin ise büyük depremlerden sonra meydana gelen art sarsıntı dağılımlarıyla artmasıdır. Negatif korelasyon B zonu olmaksızın çok daha zayıf olabilir, fakat bunun yanında D_c'nin uzaysal değişimi bütün zonlarda istatistik olarak önemlidir.

KAFZ boyunca yapısal ve sismolojik özelliklerin değişimini belirleyebilmek için, fay zonu Şekil 3.7'de gösterilen ve daha önceki bölgelendirmeden daha farklı ve özel bir yaklaşımla her birinde 100 deprem olan yedi bölüme ayrılmıştır. Şekil 3.8'de ise her bir bölüme ait magnitüd-frekans dağılımları verilmiştir. Bu dağılımlardan, içinde bulunduğumuz yüzyılda 4.5 dan büyük depremlerin her bir bölge için tamam olduğu anlaşılmaktadır.

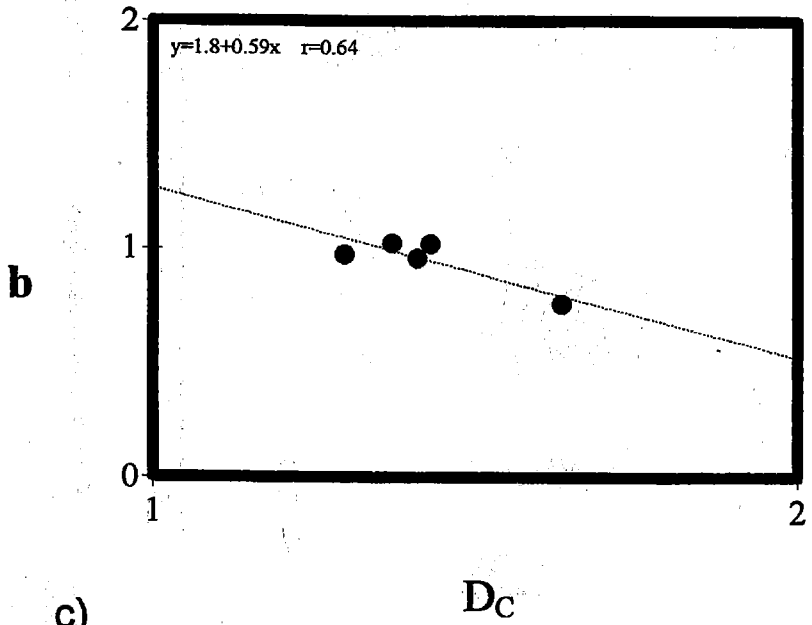


a)

Şekil 3.6. Şekil 2.1 de A,B,C,D,E ile tanımlanan Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları için bulunan sonuçlar özetlenmektedir. a) $5 \text{ km} < r < 160 \text{ km}$ aralığında ki korelasyon eğilimini, b) Sismik b and D_C parametrelerinin bar olarak verilen standart hatalarla uzaysal değişimi, c) Sismik b and D_C parametrelerinin birbirleriyle olan ilişkisi.

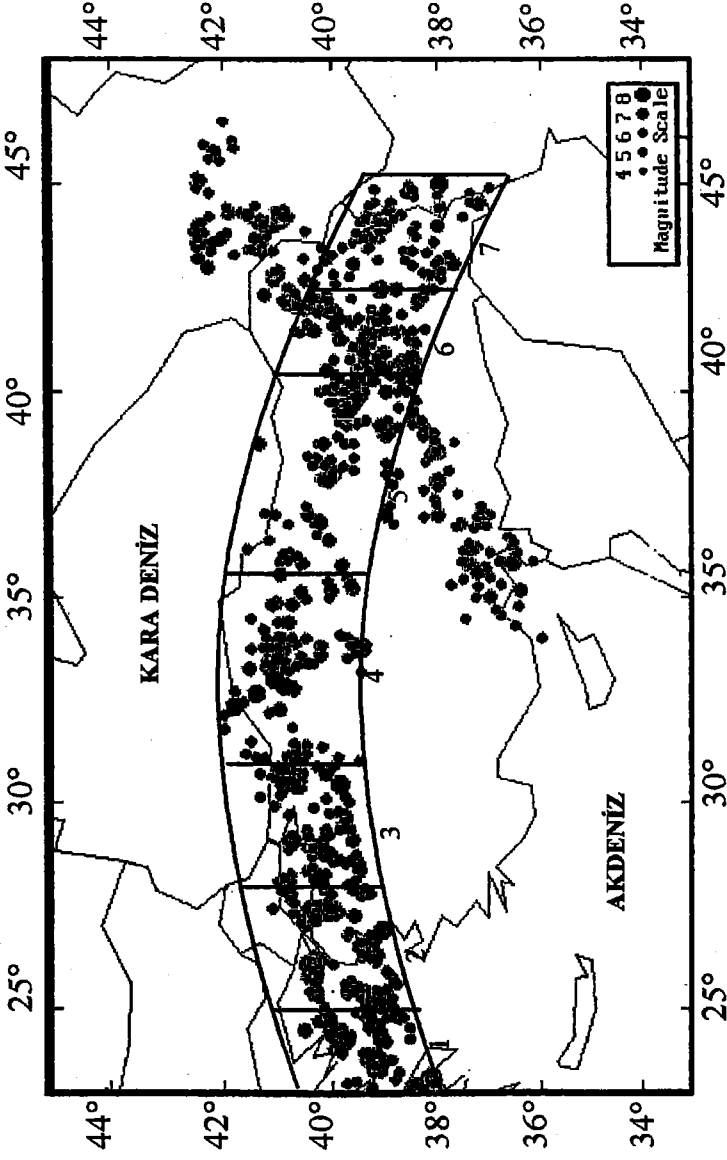


b)

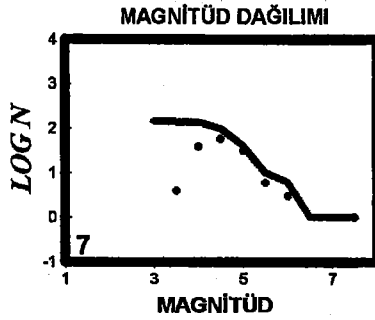
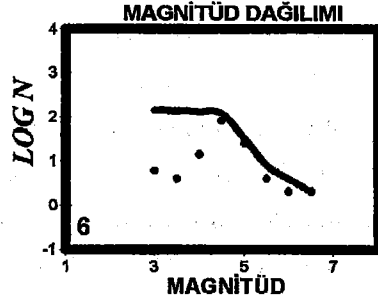
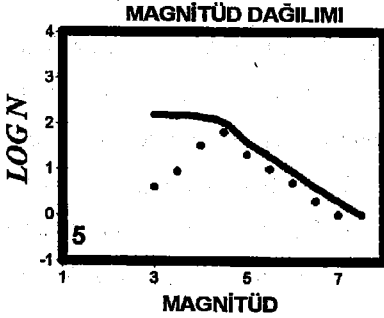
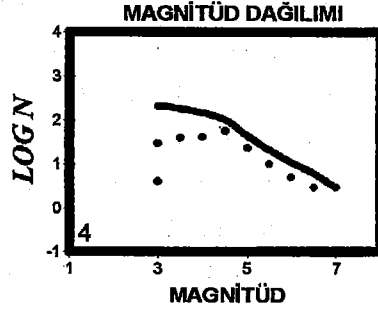
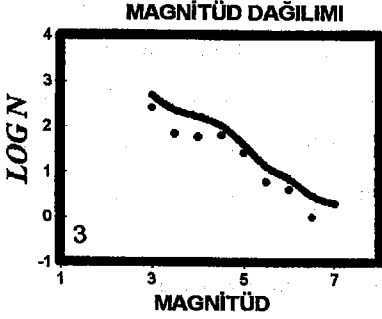
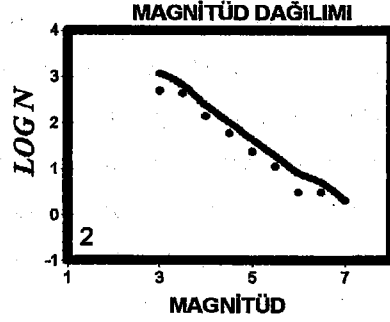
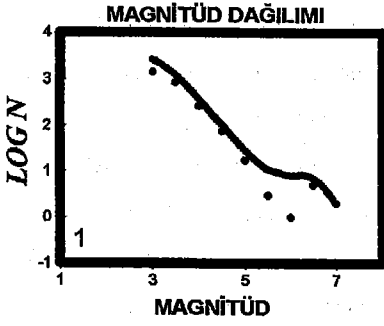


c)

Şekil 3.6.(devam)



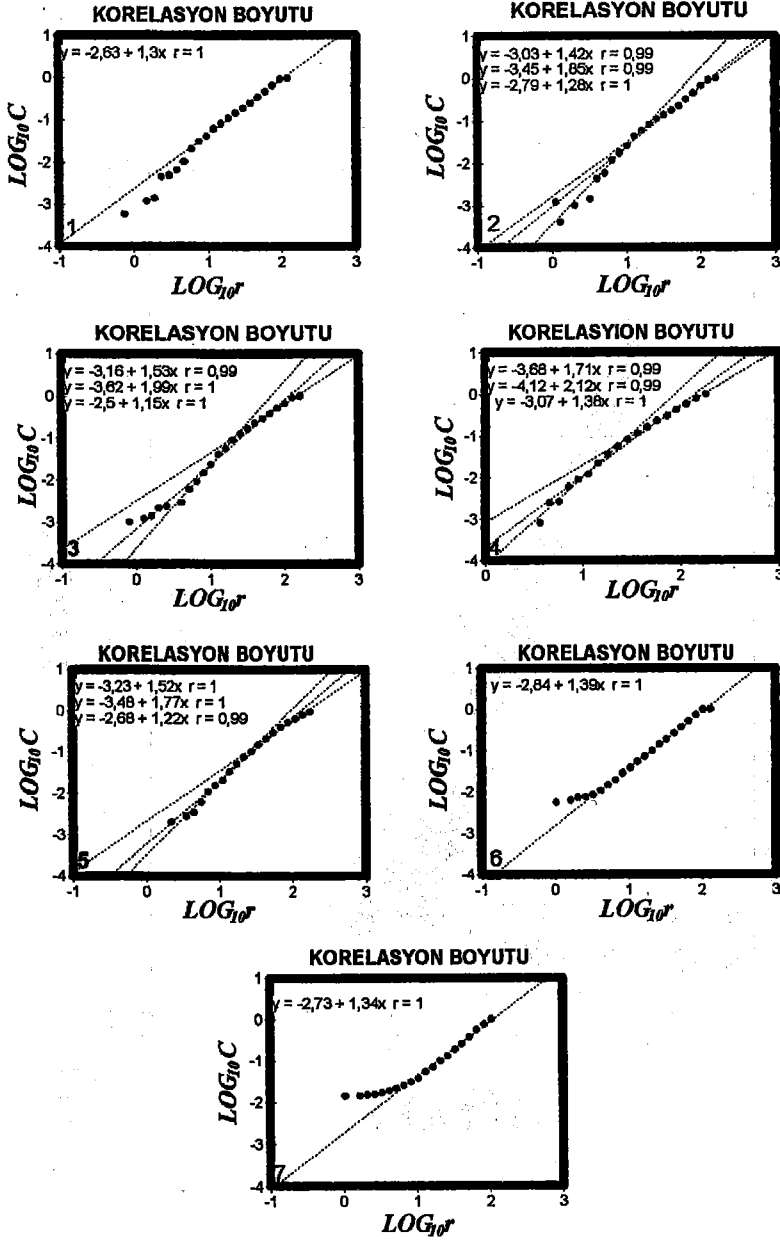
Şekil 3.7.KAFZ boyunca batıdan başlayarak 100 depremle tanımlanan bölgeler 1,2,3,4,5,6 ve 7 ile gösterilmiştir. Her bir bölge aynı genişliğe sahip ve fay doğrultusu boyunca boyutla sınırlanılarak tanımlanmıştır.



Şekil 3.8. Şekil 3.7 de tanımlanan bölgeler için magnitüd-frekans dağılımları gösterilmektedir.

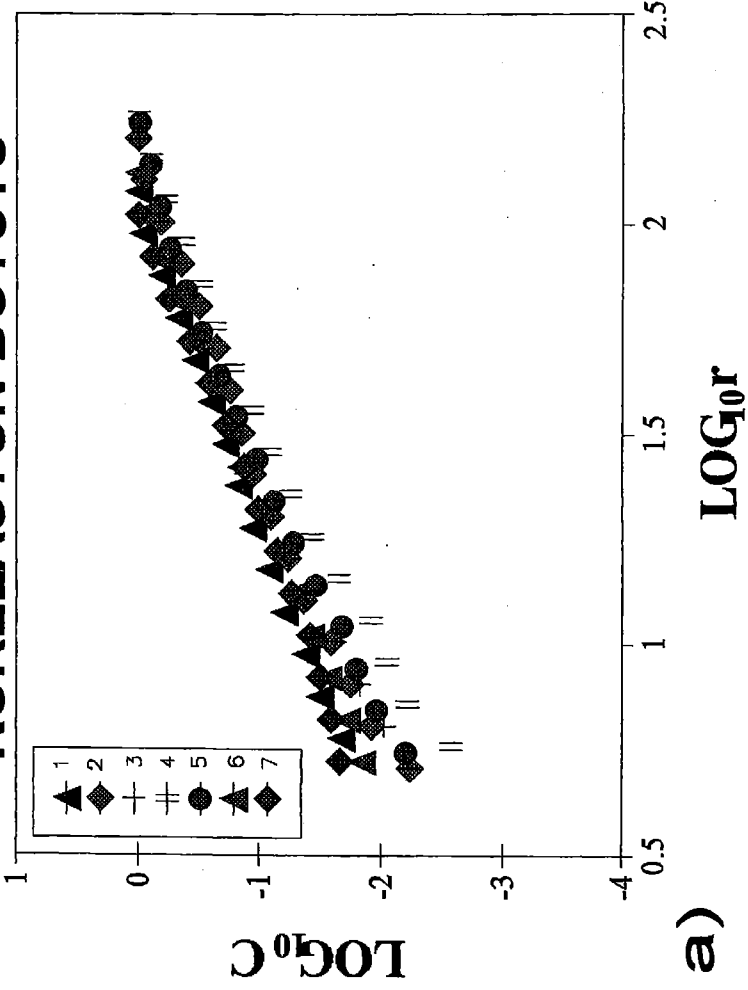
Bu bölümlerdeki depremlerden hesaplanan sismik b-değerleri ve fraktal boyut (D_C) değerleri daha önceki bölümlerde kullanılan yöntemlerle hesaplanmıştır. Fraktal boyut değerleri, Şekil 3.9'da ki dağılımlara uyan doğruların eğiminden hesaplanmıştır. 2,3,4 ve 5 nolu bölümlere ait dağılımlar üzerinde yaklaşık 20 km'de bir eğim değişikliği görülmektedir. Sırasıyla bu bölgeler için lokal değerlerinden geçirilen doğrunun lokal eğimlerinden bulunan $D_C(1)$ değerleri 1.85, 1.99, 2.12, 1.77, $D_C(2)$ 'nin bölgesel değerlerinin lokal eğimlerinden ise 1.28, 1.15, 1.38, 1.22 bulunmuştur. $5 < r < 160$ km aralığında ki verilerden hesaplanan 2,3,4 ve 5 nolu bölgelere ait fraktal boyut D_C değerleri sırasıyla 1.42, 1.53, 1.71, 1.52 dir. Bulunan fraktal boyut D_C değerleri, incelenen aralığın bütününe kapsadığı için, incelenen her bir bölge için fraktal boyutun ortalama değerini verir. Bu değerler, daha dar bir aralığa ait verilerden hesaplanmış fraktal boyut $D_C(1)$ ve $D_C(2)$ değerleriyle karşılaştırıldığında, $D_C(1) < D_C < D_C(2)$ olduğu görülür. Şekil 3.10(a), $5 < r < 160$ km aralığındaki her bir bölüme ait korelasyon eğrilerini vermektedir. Şekil 3.10(b) de sismik b ve D_C nin uzaysal değişimleri ve aralarındaki negatif korelasyon gösterilmiştir. Bu durumda, verinin tamamından $r = -0.85$ gibi daha büyük ve önemli bir negatif korelasyon katsayısı hesaplanmıştır (Şekil 3.10c).

Şekil 3.11(a) ve 3.11(b)'de, deprem yoğunluğu N (fay boyunun uzunluğuna (km) bölünmüş $n=100$ olay) ile fraktal korelasyon boyutu D_C ve sismik b değeri arasındaki ilişki araştırılmış ve ilgili regresyon grafikleri verilmiştir. Sonuçta, deprem yoğunluğu N 'nin, fraktal boyut D_C ile negatif olarak ilişkili ($r = -0.78$) ve sismik b değeri ile pozitif olarak ilişkili ($r = 0.96$) olduğu anlaşılmaktadır. Burada, deprem yoğunluğunun (N), fayın boyu ile ters orantılı olduğunun hatırdta tutulması gerekir ($n=100$ için). Bunun anlamı, N parametresindeki artış yada azalmanın sırasıyla, fay boyu ile ilgili olduğudur. Dolayısıyla, yüksek N değerleri, fay zonunun daha aktif fakat daha küçük bir bölümüyle ilişkilidir.



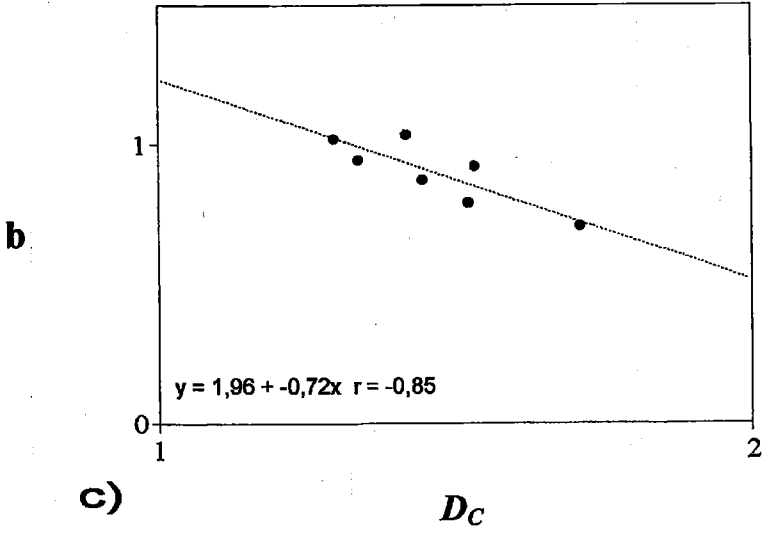
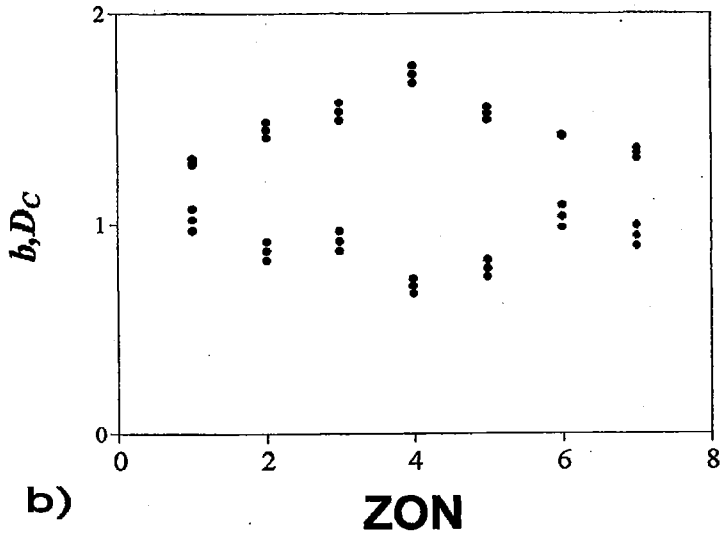
Şekil 3.9. Şekil 3.7 de ki yedi bölge için $\log r - \log C(r)$ dağılımlarından regresyonla bulunan doğrudan (noktalı) korelasyon boyutunun tahmin edilmesi.

KORELASYON BOYUTU

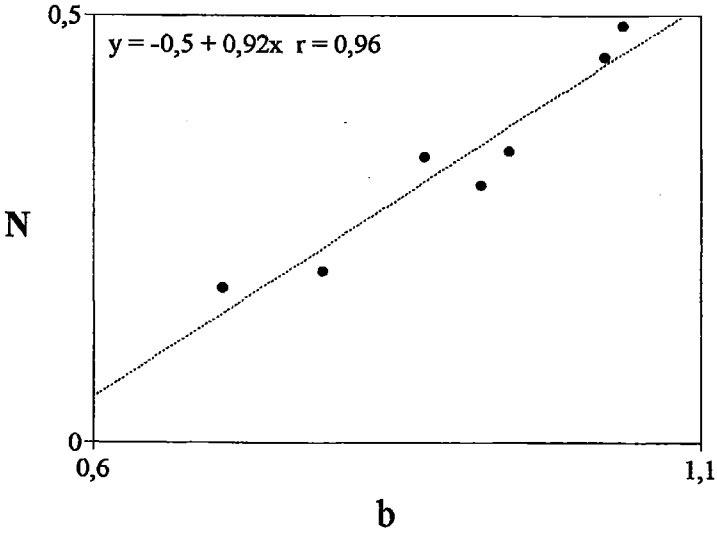
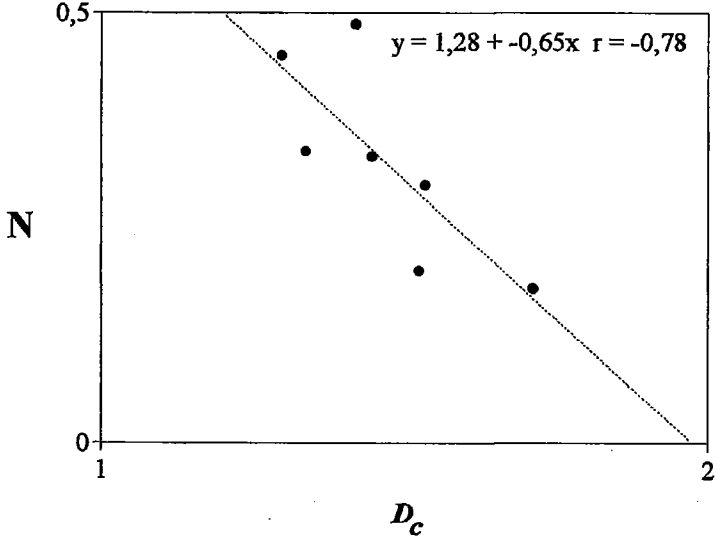


a)

Şekil 3.10. KAFZ.ru boyunca şekil 3.7 de 1-7 ile gösterilen zonlar için bulunan sonuçların özeti gösteren şekiller.



Şekil 3.10. (devam)



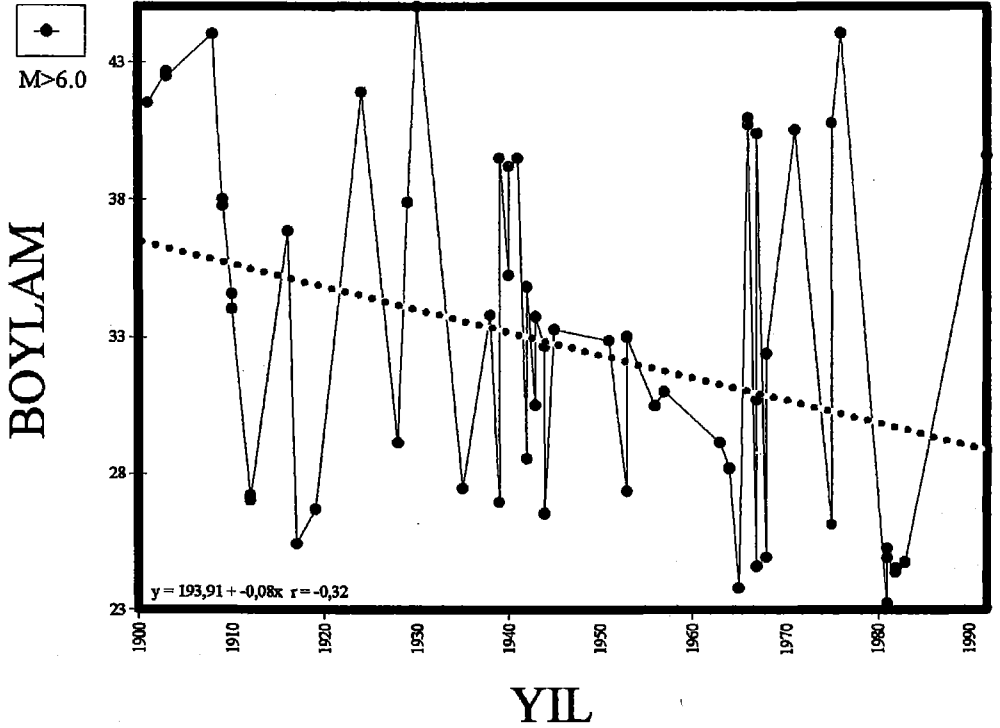
Şekil 3.11. Şekil 3.7 de ki yedi bölge için bulunan sismik b değeri (aşağıdaki şekil) ve korelasyon boyutunun (üstteki şekil) sismik oluş oran yoğunluğu N ($n=100$ depremin fay uzunluğuna (km) bölünmesiyle bulunur) ile değişimi.

İstanbul Kültür Varlıklarını Koruma Kurulu

3.1.3. Doğru Atımlı Fay Zonlarındaki Depremselliğin Zaman Dağılımının Fraktal Özellikleri

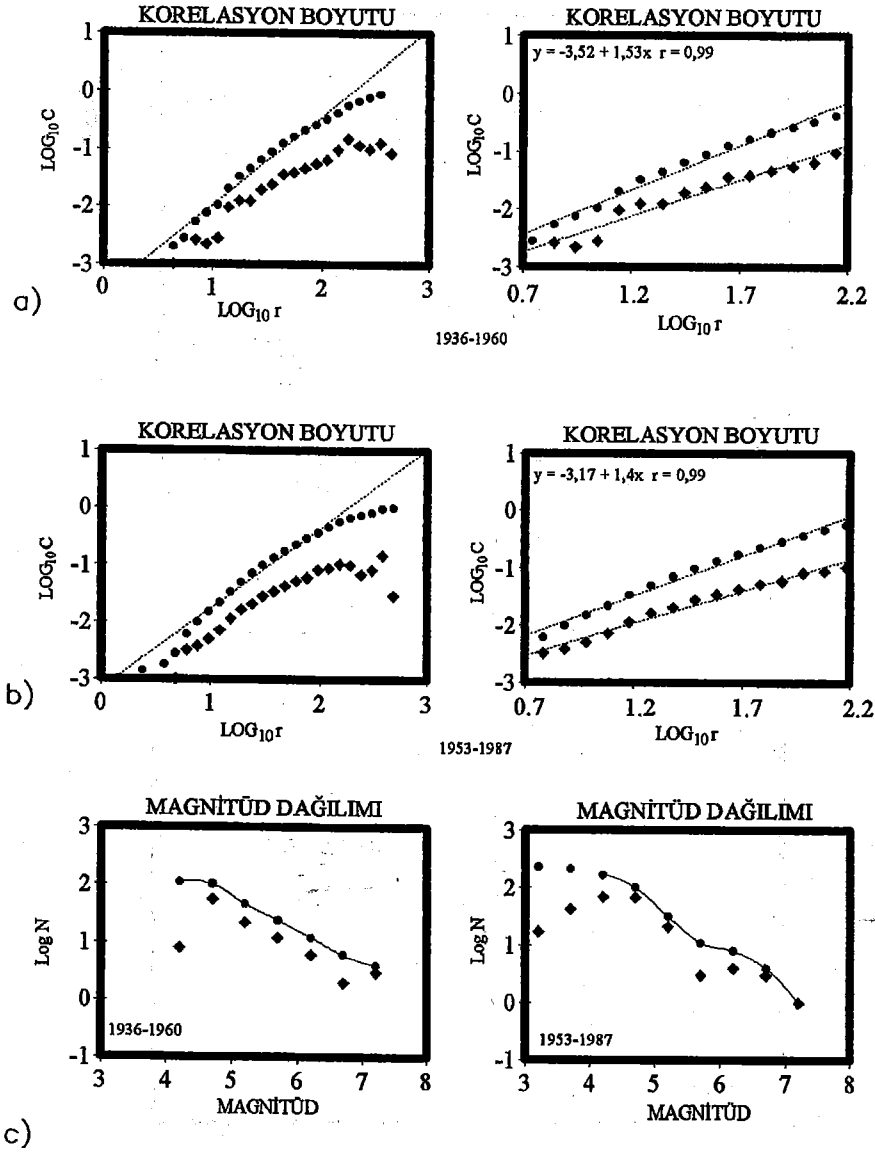
3.1.3.1. KAFZ'nun 31°- 41°D Boyamları Arasındaki Bölümünde Depremselliğin Zamana Bağlı Değişimleri

Ambraseys (1970) ve Toksöz ve diğ.(1979)'ne göre KAFZ'ndaki 1939 ile 1967 yılları arasında olan büyük depremler batıya doğru göç özelliği gösterirler. Bu hipotezi incelemek amacı ile KAFZ'nun tamamı (24°D-45°D) boyunca 1900 yılından beri oluşan $M_s \geq 6$ büyüklüğündeki depremlerin oluş zamanları boyamların fonksiyonu olarak Şekil 3.12'de gösterilmiştir. Bu şekilden, KAFZ'nda oluşan büyük depremlerin episantrlarının DB yönünde düzenli olmayan bir salınım sergilediği gözlenmektedir. Şekil 3.12 deki dağılıma uyan regresyon eğrisinin eğimi (kesik çizgi) depremselliğin batıya doğru göç özelliğini doğrulamaktadır. Buna rağmen, incelenen magnitüd aralığında ($M \geq 6.0$) düşük bir korelasyona neden olan ($r = -0.32$) önemli bir istatistiksel değişim vardır. Şekil 3.13 de, incelenen bölge için b ve D_c değerlerinin hesaplanmasına ilişkin örnekler gösterilmiştir. İki farklı zaman penceresi (Şekil 3.13a ve Şekil 3.13b) için korelasyon eğrileri (regresyon katsayısı $r = \pm 0.98$), $5 < r < 160$ km arasında hem ayırık hem de kümülatif istatistik'de bir ölçek değişmezliği gösterirler. Aynı zaman pencerelerine ait magnitüd-frekans dağılımları da (Şekil 3.13c) büyük regresyon katsayısına sahiptir ($r = \pm 0.99$). Şekil 3.14 de, b ve D_c parametrelerinin zamanla değişimi ve bu parametreler arasındaki belirgin negatif korelasyon ($r = -0.85$) gösterilmiştir. Büyük depremlerin gözlemlendiği zaman döneminde (1939-67) sismik b değeri küçük, D_c değeri ise büyük bulunmuştur. Bu sonuç, daha büyük gerilme (Main ve diğ., 1990) ve depremsellikteki daha büyük yığılma ile (Main, 1992) uyumludur. Bu gözlemlerin her ikisi de büyük depremler sırasında oluşan büyük gerilme birikimiyle uyumludur. Ayrıca, KAFZ'nda yapılan bu gözlemler daha önce güney Kaliforniya (Henderson ve diğ., 1992) ve Japonya'da yapılmış olan gözlemleri doğrulamaktadır. Şekil 3.14'deki trendde görülen bu muhtemel sistematik etkiyi incelemek için, Şekil 3.15(b) ve Şekil 3.15(c)'de sırasıyla sismik b ve D_c parametrelerinin deprem oluşum oranı $\log N$ 'ye göre değişimleri gösterilmiştir. N parametresi deprem oluşum sayısının (burada $n=100$) incelenen zaman dönemine oranıdır ($N=n/T$). Bunun anlamı, deprem sayısı n sabit olduğu için deprem oluşum oranının incelenen zaman dönemiyle ters orantılı olduğudur. Kısaca, daha küçük zaman dönemleri daha büyük deprem oluşum oranıyla ilişkili olacaktır. Deprem oluşum oranı $\log N$, sismik b değerindeki artış ile negatif ($r = -0.61$) ve fraktal korelasyon boyutu D_c deki artış ile pozitif korelasyon ($r = +0.4$) göstermektedir. Bunun anlamı, depremlerin zaman içindeki oluşumları ve dolayısıyla oluşum oranı sabit değildir ve oluşan ana depremin büyüklüğü ile ilişkilidir.

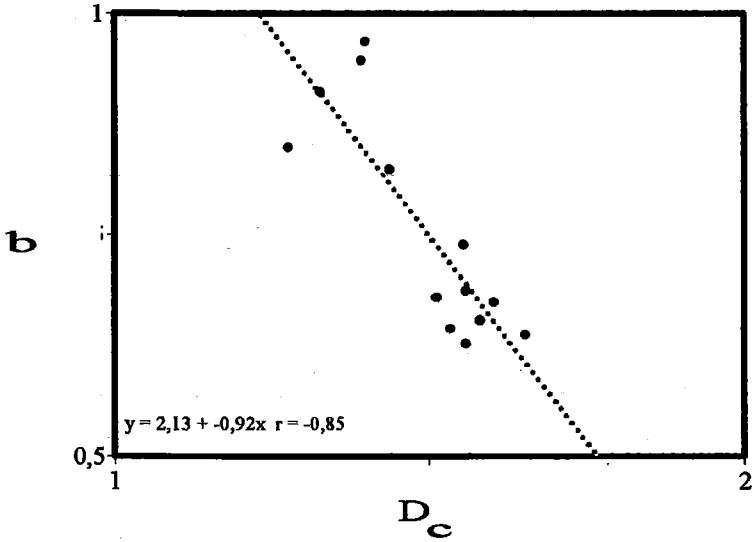
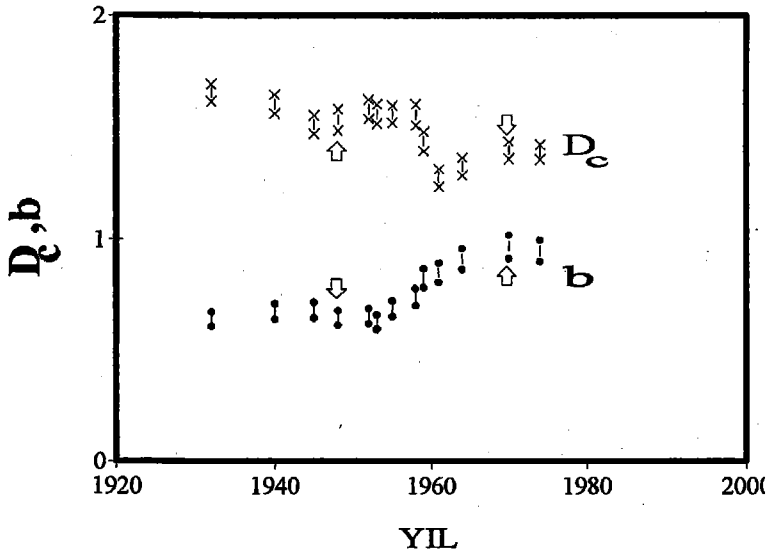


Şekil 3.12. KAFZ boyunca (23° - 45° D boylamları arasında) magnitudü $M \geq 6$ olan depremlerin boylamlarının temporal değişimleri. Noktalı gösterilen regresyon eğrisi batıya doğru zayıf bir göç olduğunu göstermektedir.

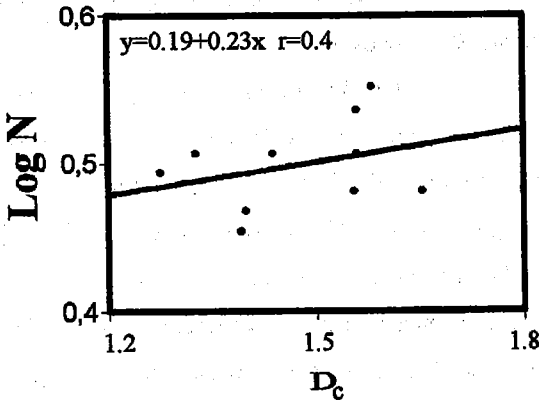
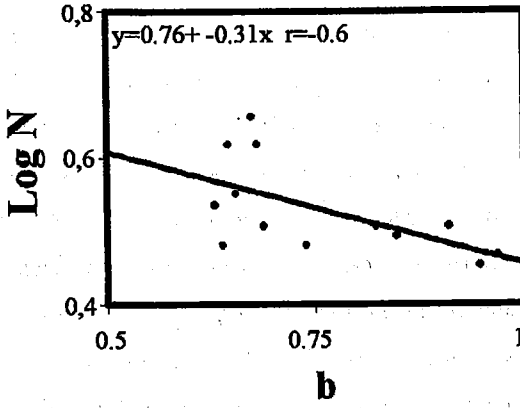
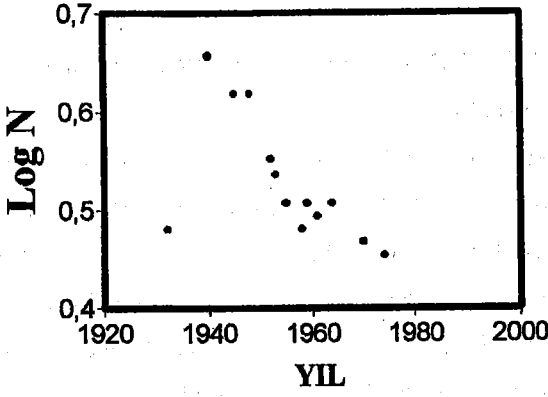
Büyük depremlere bağlı olan ani değişim ve artışın daha küçük b değerine, episantrların dağılım konsantrasyonunda ki artmanında daha büyük fraktal boyuta karşılık geldiği söylenebilir. Bununla birlikte, bu korelasyon değerleri (-0.6 ve +0.4), b ve D_c parametrelerinin arasındaki korelasyon ($r = -0.85$) kadar iyi değildir. Bu da, oluşum oranındaki zamana bağlı değişimlerin tek başına Şekil 3.14'de gösterilen b ve D_c parametreleri arasındaki korelasyonu açıklamada yeterli olamayacağını gösterir. Ayrıca, sismik b ve D_c değeri arasındaki negatif ilişki KAFZ boyunca gözlenen depremselliğin ve faylanmanın uzaysal davranış ve değişimleriyle ilişkilidir. Bu sonuçların yerimizin temel mekanik davranışını yansıttığı söylenebilir.



Şekil 3.13. KAFZ'nun orta bölümünde (31°-41°D boylamları arasında) iki değişik zaman periyodu için sismik b değeri ve korelasyon boyutunun hesaplanmasına örnekler. (a) ve (b) nin solundaki şekiller korelasyon eğrisinin bütünü, sağdaki şekil ise verinin 1.5 büyüklük mertebesinde geçirilen gerçek regresyon doğrusunu verir (burada r km cinsinden). (c) de ayrı iki zaman periyodu için magnitüd-frekans dağılımları verilmiştir. Soldaki bağıntı (a) daki, sağdaki ise b deki zaman dönemlerine karşılık gelir.



Şekil 3.14. Üstteki şekil, KAFZ'nun orta bölümündeki oluşan depremlerden hesaplanan sismik b değeri ve korelasyon boyutunun temporal değişimini göstermektedir. İki ok Şekil 6'da gösterilen zaman dönemlerine karşılık gelirler. Alttaki şekil, sismik b değeri ve korelasyon boyutu arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Regresyon eğrisi iki parametre arasında kuvvetli negatif bir korelasyonu göstermektedir.



Şekil 3.15. KAFZ'nun orta bölümünde sismik oluşum oranı, b-değeri ve korelasyon boyutunun zamanla değişimi. Oluşum oranı $N=n/T$ olarak tanımlanır; burada T, n=100 deprem için geçen zamandır.

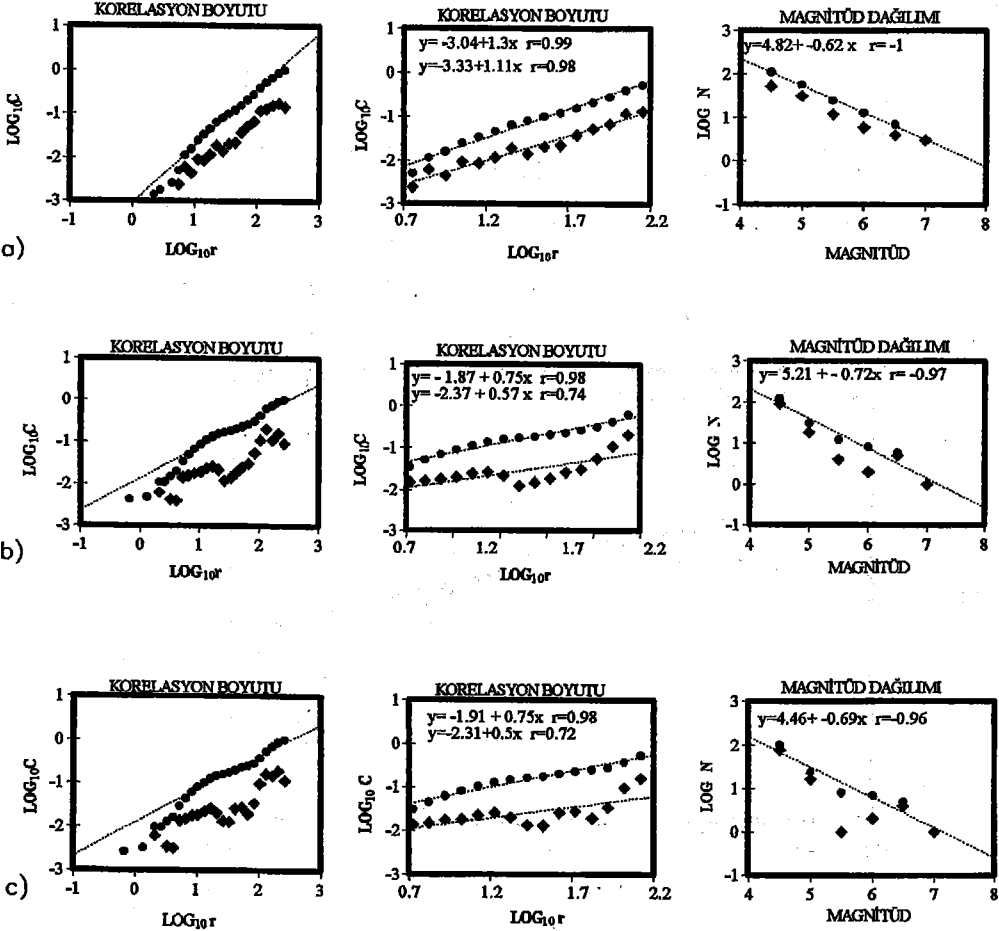
3.1.3.2. KAFZ'nun 24°-31°D Boylamları Arasındaki Depremselliğin Zamana Bağlı Değişimleri

KAFZ'nun batı bölümü (24° -31° D) için b ve D_c parametrelerinin hesaplanmasına ait örnekler Şekil 3.16 da gösterilmiştir. Farklı üç zaman penceresi (Şekil 3.16 a, b ve c) için korelasyon eğrileri, incelenen bölgede depremselliğin $5 < r < 160$ km arasında ölçekle değişmezlik özelliğine sahip olduğunu gösterirler. Hem ayrıncı hem de kümülatif dağılımlar için çizilen bu korelasyon eğrilerinden bulunan korelasyon katsayıları, kümülatif istatistikte $r=0.98$ ve ayrıncı istatistikte ise $r=0.74-0.98$ arasında değişmektedir. Kümülatif istatistik, verideki herhangi bir gerçek saçılmayı yapay olarak düzgünleştirmektedir. Örneğin, ayrıncı rastgele bir veri seti için bile pozitif bir korelasyon katsayısı üretir. Bu nedenle, önemli korelasyonların ayrıncı veriden belirlenmesi tercih edilir. Aynı zaman pencereleri için magnitüd-frekans dağılımları Şekil 3.16'nın üçüncü sütununda verilmiştir. Kümülatif istatistikte bu dağılımlar $r=-0.96 -1.0$ arasında bir regresyon katsayısına sahiptir. Şekil 3.16 b ve c ikinci mertebeden değişimler gösterirler. Bu değişimler uzunluk ölçeğinde yaklaşık 20 km'ye karşılık gelir. Bu tür bir değişim, katalogun ilk bölümlerine ait verilere karşılık gelen Şekil 3.16'daki korelasyon eğrisinde görülmemektedir. Şekil 3.16 b ve c' deki magnitüd-frekans bağıntılarındaki görülen ani artış, 10-20 km uzunluğundaki bir fayla ilişkili ($M \geq 6$) bir depremle ilişkili olabilir. Bu, Şekil 3.16 a'da daha az belirgindir. Daha iyi belirlenmiş yeni verilerin ikinci dereceden etkileri belirleyebilmesi muhtemeldir. Belirli bir ölçek uzunluğunda görülen ölçek değişmezliğinden sapmaların sebebi, incelenen bölgede sismojenik zonun genişliğinin sonlu (yaklaşık 10km) olmasıdır.

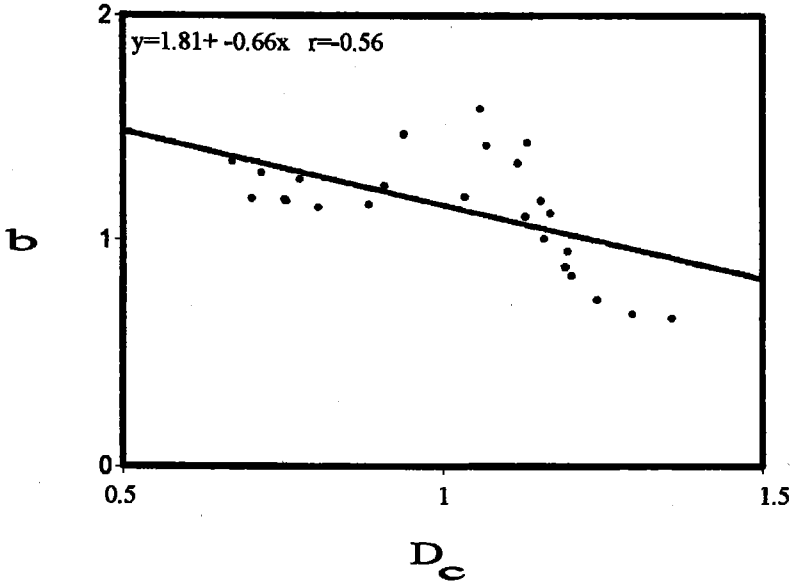
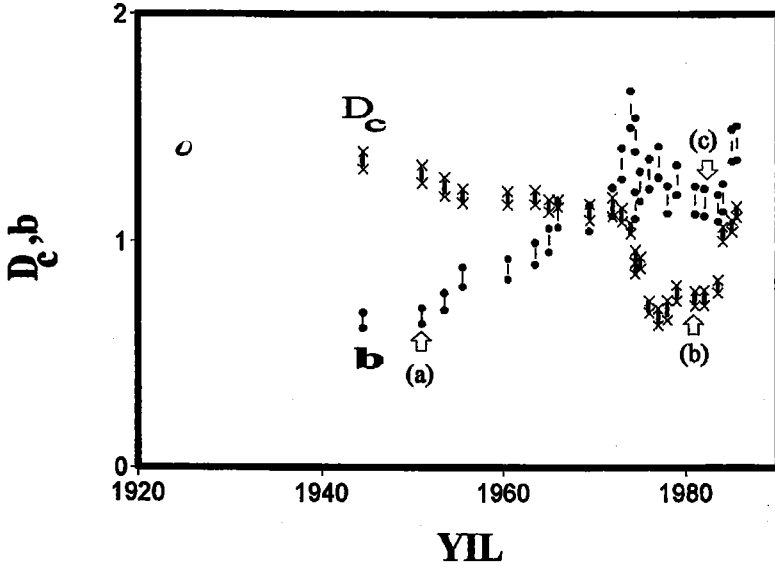
Şekil 3.17 de, sismik b ve fraktal korelasyon boyutu D_c ' nin temporal değişimleri gösterilmiştir. Ayrıca, bu parametrelerin %95 güvenilirlik sınırlarında hesaplanan istatistiksel hataları da aynı şekil üzerinde işaretlenmiştir. Bu şekil üzerinde, Şekil 3.16'da kullanılan zaman pencereleri oklarla işaretlenmiştir. Şekil 3.17, b ve D_c nin zamanla değişimlerini ve bu parametreler arasındaki negatif korelasyonu ($r=-0.56$) gösterir.

Şekil 3.18(a) da $\log N$ 'nin zamanla değişimi gösterilmiştir. Burada N , deprem sayısının ($n=100$) değişen zaman penceresine (T) bölünmesiyle bulunan oluşum oranıdır. Oluşum oranı 1940 (ilk mevcut nokta) dan sonra yavaş bir artış göstermektedir. Oluşum oranında 1980-1990 arasında görülen en büyük artışa benzer bir artış da 1955-1965 arasında görülmektedir. Bu sonuçlar 1960'dan ve özellikle 1970'den sonra sonra sismograf istasyon sayısındaki büyük bir gelişmeyi yansıtmaktadır. Şekil 3.17'deki eğrinin gidişinde görülen bu muhtemel sistematik etkiyi incelemek için, Şekil 3.18(b) ve Şekil 3.18(c)'de sırasıyla sismik b ve D_c parametrelerinin oluşum oranı $\log N$ 'ye göre değişimleri gösterilmiştir. Oluşum oranı $\log N$, sismik b değerindeki artış ile

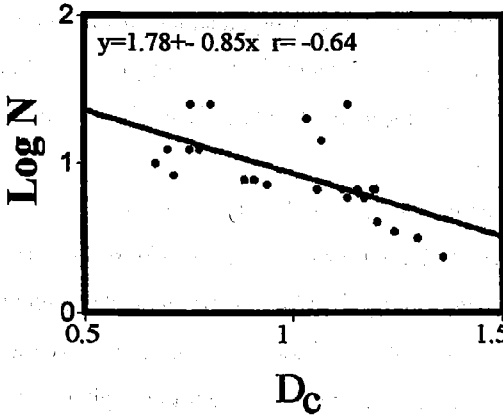
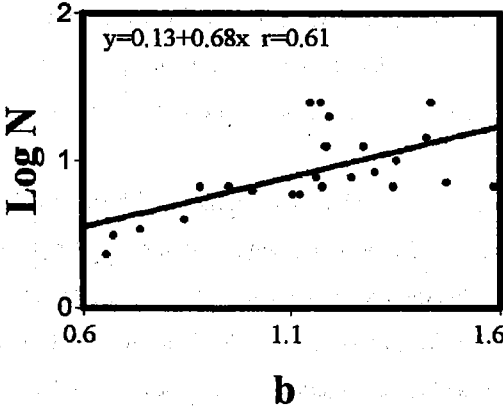
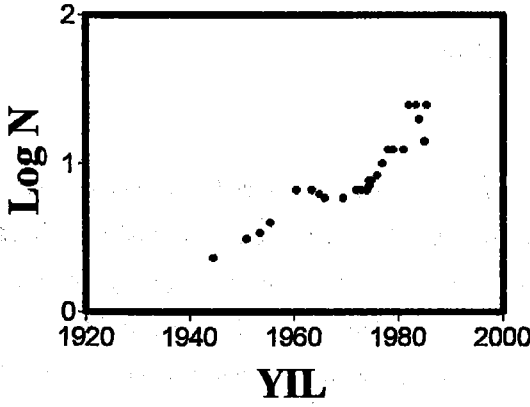
pozitif ($r=+0.61$) ve fraktal korelasyon boyutu D_C deki artış ile negatif korelasyon ($r=-0.64$) göstermektedir. Bunlar, Şekil 3.17'de gözlenen b ve D_C arasında ki negatif korelasyonla ($r=-0.56$) mukayese edilebilir.



Şekil 3.16. KAFZ'nun batı bölümünde üç ayrı zaman dönemi için hesaplanan korelasyon boyutu ve sismik b parametrelerinin bulunmasına ilişkin örnekler. (a), (b) ve (c) nin sol sütunundaki şekiller korelasyon eğrisinin tamamını, orta sütunundaki şekiller ise verinin 1.5 büyüklüğündeki bölümünden elde olunan regresyon eğrilerini ve bu eğrilerin eğimlerinden elde edilen korelasyon boyutu değerlerini vermektedir. Sağdaki şekiller ise aynı zaman dönemlerine ait magnitüd-frekans dağılımlarını göstermektedir.



Şekil 3.17. Üstteki şekil, KAFZ'nun batı bölümünde ki deprensellikten hesaplanan b değeri ve korelasyon boyutunun zamanla değişimini göstermektedir. Üç ok, şekil 5 de gösterilen zaman dönemlerine karşılık gelmektedir. Altındaki şekil, b ve D_c arasındaki regresyon eğrisini göstermektedir. Her iki şekilde b ve D_c arasında negatif bir korelasyon olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.18. KAFZ'nun batı bölümünde ki depremsellikten hesaplanan sismik oluşum oranının yıllara göre değişimi (a) ve oluşum oranının b ve D_c ile ilişkisi. Oluşum oranı, oluş sayısının oluştuğu zamana bölünmesi ($N=n/T$) ile bulunur. Burada T, $n=100$ depremin gözleendiği zaman dönemidir.

IV.TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu tez çalışmasında, Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonlarının faylanma ve depremsellik özellikleri fraktal analiz ile incelenmiştir. Dünya'nın değişik yerlerindeki kırık sistemleri için benzer analizler yapılmıştır. Dünya ölçeğinde kırık sistemleri için gerek faylanmadan gerekse depremsellikten bulunan sonuçların bir bölümü çizelge 4.1 ve 4.2'de listelenmiştir. Bu listelere bu tez çalışmasında, depremselliğin ve faylanmanın uzay dağılımlarından bulunan fraktal boyutlar da eklenmiştir. Bu çizelgelerden görüleceği gibi, dünya ölçeğinde büyük sismik fay zonlarındaki depremsellik ve faylanmadan bulunan fraktal boyut değerleri $1.0 < D < 1.6$ arasında değişmektedir. Türkiye'deki gerek doğrultu atımlı faylarda fay dağılımlarından gerekse deprem episantır dağılımlarından bulunan fraktal boyut değerleri dünya daki diğer doğrultu atımlı fay sistemleri için bulunan değerlere yakındır.

Çizelge 4.1 ve 4.2 den anlaşılacağı gibi kırık geometrisini belirleyen fraktal boyut değeri dünya'nın farklı sismik bölgelerinde 1-1.6 arasında değişmektedir. Fraktal boyut değeri tektonik yapıların geometrisi ile ilişkilidir. Fraktal boyutun 1'e yakın küçük değerlerde olması fay zonunun tek bir doğru şeklinde geliştiği bölgelerle ilişkilidir. Gözlemlerimizde tali fayların eksik olması da fraktal boyutun küçük olmasına neden olmaktadır. Fraktal boyutun yüksek değerleri, oldukça şiddetli kırılma ve farklı doğrultulardaki fayların yoğun dağılımıyla ilişkilidir. Fraktal boyutun mevcut gözlemlerden 1.6 civarında bir üst sınırı olduğu anlaşılmaktadır. Yani, kayaçların kırılma geometrisinin fraktal boyutu 1.6 civarındadır. Dünya'daki aktif faylardan bulunan fraktal boyutun bu üst limit değeri, teorik olarak çatlak dağılımlarından belirlenen fraktal boyut ($D=1.65$) değeriyle de aynıdır (Takayasu, 1985,1986).

Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonlarındaki faylanma ve sismik etkinliğin esas nedeni Avrasya levhasına göre Arabistan levhasının kuzeye doğru sürekli hareketinin bir sonucu olarak, Anadolu blokunun batıya doğru kaçışıdır (Şekil 2.1). Levha hareketlerinden kaynaklanan gerilme alanlarına göre şekillenen fay zonları, farklı doğrultularda fayların dallanmasını ve segmentasyonunu oluşturur. Bu çalışmada sunulan deprem istatistiğindeki değişimin asıl sebebi, normal gerilmenin fay doğrultusu boyunca değişmesi olabilir. Bu yorumu güçlendiren bazı

Çizelge 4.1.Çeşitli ölçeklerdeki faylanmadan belirlenen fraktal boyutlar.

• Kırık Sistemi	Fraktal Boyut
Kuzey Anadolu fay sistemi (Bu çalışma)	$1.05 < D < 1.53$
Doğu Anadolu fay sistemi (Bu çalışma)	$1.19 < D < 1.37$
Kuzey doğu Anadolu fay sistemi (Bu çalışma)	$D = 1.28$
Zagros bindirme zonu (Öncel ve diğ.,1995)	$1.1 < D < 1.6$
Japonya fay sistemleri (Hirata,1989a)	$1.05 < D < 1.60$
San Andreas Fayı (Scholz ve Aviles 1986)	$1.10 < D < 1.5$
Kuzey Izu fay grubu (Hirata,1989a)	$D = 1.49$
Yucca Mountain kırık sistemi 10^0 metre mertebesinde (Barton ve Larsen,1985)	$1.12 < D < 1.16$
10^{-1} metre mertebesinde kırık geometrisi (Watanable,1985)	$1.40 < D < 1.6$
Doğal kayaç yüzeyinin topoğrafyası (Brown ve Scholz, 1985)	$1.00 < D < 1.68$

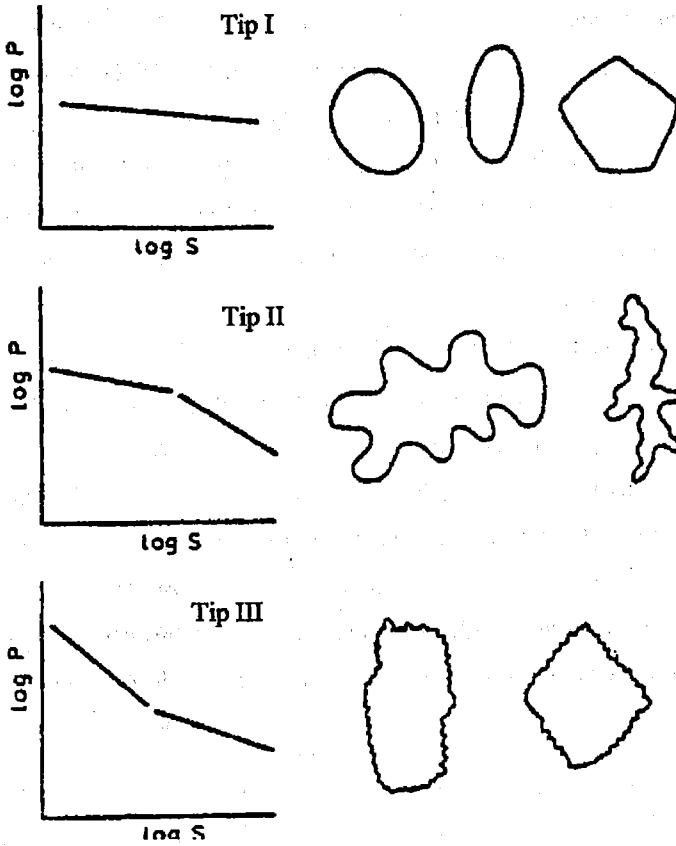
Çizelge 4.2. Çeşitli bölgelerde depremsellikten bulunan fraktal boyutlar (Bu çalışmanın dışında diğer bölgeler için verilen bilgiler Kosobokov ve Mazhkenov (1994)'ten alınmıştır.

Kırık Sistemi	Zaman Depremsellik Dönemi	Magnitüd Aralığı	Fraktal Boyut
KAFZ (Bu çalışma)	1900-1992	$M \geq 4.5$	$1.3 < D < 1.7$
DAFZ (Bu çalışma)	1900-1992	$M \geq 4.5$	1.43
EAFZ (Bu çalışma)	1900-1992	$M \geq 4.5$	1.41
Kafkasya	1962-1983	2.7-4.7	1.52
Türkmenistan	1962-1983	2.7-4.7	1.38
Doğu Merkezi Asya	1962-1985	2.7-5.2	1.39
Doğu Tien Shan	1951-1986	2.7-4.7	1.40
Baykal Bölgesi	1962-1983	2.7-4.7	1.25
Kuzey Kaliforniya	1980-1987	1.5-5.0	1.29
Mendocino Kırık Zonu	1974-1983	2.5-4.5	1.21
Güney Kaliforniya	1949-1985	3.0-5.0	1.52
Güney Kaliforniya	1980-1987	2.0-5.0	1.50
Güney Kaliforniya	1980-1987	3.0-5.0	1.51
Doğu yarımküre	1964-1985	5.0-7.5	1.22
Batı yarımküre	1964-1985	5.0-7.5	1.16

deneyssel çalışmalar bulunmaktadır. Velde ve diğ.(1993), Barre Granit üzerinde yaptıkları kırma (0.5-5 kbar) deneylerinde, çevre basıncıyla (ve bu nedenle normal gerilme) fraktal boyut (Cantor dust analizi ile hesaplanan) arasında sistematik bir değişimi göstermişlerdir. Bu araştırmacıların kullandıkları örneklerdeki mevcut kırık dağılımlarından hesaplanan fraktal boyut değerleri,

sistemantik olarak çevre basıncıyla artmıştır. Öte yandan, uzun bir süre yeterince yüksek bir çevre basıncı uygulandığında, kayaçtaki fraktal dağılım gösteren kırıklar boyunca depremesel olmayan davranış (krip), ve plastik deformasyon görüldüğü rapor edilmiştir (Velde ve diğ.,1993). Hirata ve diğ.(1987), sismik olmayan davranışın, birincil ($D=2.75$), ikincil ($D=2.66$) ve üçüncül ($D=2.25$) aşamalarında akustik emisyonlardan bulunan fraktal boyut değerlerinin zamanla azaldığını belirlemiştir. Bulunan sonuçların tek bir yorumu yoktur. Bu sonuçlar normal gerilmedeki uzun süren değişimlerle, ya da aletsel dönem deprem kataloğunun kapsadığı zaman aralığından çok daha uzun zaman aralıklarında gelişen bir süreçle ilişkili olabilir. Özellikle, bu çalışmada ne fay uzunluğunda batıya doğru azalma ne de bu yüzyıldaki depremsellikte batıya doğru göç ile ilgili sistemantik değişiklikler görülmemiştir. Bu nedenle, yapılan çalışmada belirlenen en yüksek fraktal boyutun (Şekil 3.9(b)) 4. zon'da görülmesi ilginçtir. Bu bölgede, KAFZ iki ana kola ayrılır ve fay zonunun doğrultusu boyunca en büyük değişim gözlenir. Ayrıca bu zon üzerinde, Çankırı'ya yakın İsmetpaşa'da krip olayı görülmüştür (Dewey,1976; Aytun,1982).

Bu tez çalışmasında, ölçekleme davranışında sistemantik değişiklikler gösteren ve multifraktal davranıştan kaynaklanan problemler de incelenmiştir. Bu tür davranışa benzer örnekler jeolojide gözlenmiştir (Orford ve Whalley,1987). Orford ve Whalley (1987) sedimanter tanecik şekillerinde iki fraktal değer 'bifraktal' gözlemler ve taneciklerin fraktal karakterlerine göre üç tip tanecik şeklinden bahsetmişlerdir (Şekil 4.1). Tip I düzenli bir şekilde ilgili tek bir fraktal boyuta sahiptir. Tip II daha düzensiz yapılardan dolayı konveks fraktal boyuta karşılık gelir ($D(1)<D(2)$, burada popülasyon 1 daha küçük aralıktadır). Doğrultu atımlı fay zonlarının bazı bölümleri için, Orford ve Whalley (1987)'inkine benzer bir bifraktal yorum benimsenmiş ve iki fraktal boyut " $D(1)>D(2)$ " hesaplanmıştır. $D(1)$, incelenen cismin en küçük ölçek uzunluğuna duyarlı bir yapısal fraktal boyuttur. Halbuki $D(2)$ cismin büyük ölçekteki özelliklerini yansıtan bir yapısal fraktal boyuttur. Tezin 3.bölümünde, KAFZ boyunca 1. zondan 4. zona kadar yapısal düzensizlikteki sistemantik bir artımı ve 4. zondan 7. zona kadar sistemantik bir azalmı gösteren sonuçlar da bifraktal davranışla yorumlanabilir. Bulunan sonuçlar, episantr dağılımlarının fraktal boyutu ve sismik b değeri arasında negatif bir ilişki ($r=-0.77$) olduğunu göstermektedir. Bu, Hirata'nın (1989) Japonya için bulduğu sonuçlarla uyumludur. Hirata (1989b), bu tez çalışmasında da uygulanan iki nokta korelasyon boyutu yöntemini kullanarak, Japonya'nın Tohoku bölgesinde 55 yıllık (1926-1986) bir zaman döneminde deprem episantrlarının fraktal boyutunu ve b değerlerini hesaplamıştır. Benzer bir sonuç da Henderson ve diğ.(1992) tarafından



Şekil 4.1.Farklı yapıların fraktal dağılımı (Orford ve Walley,1987).

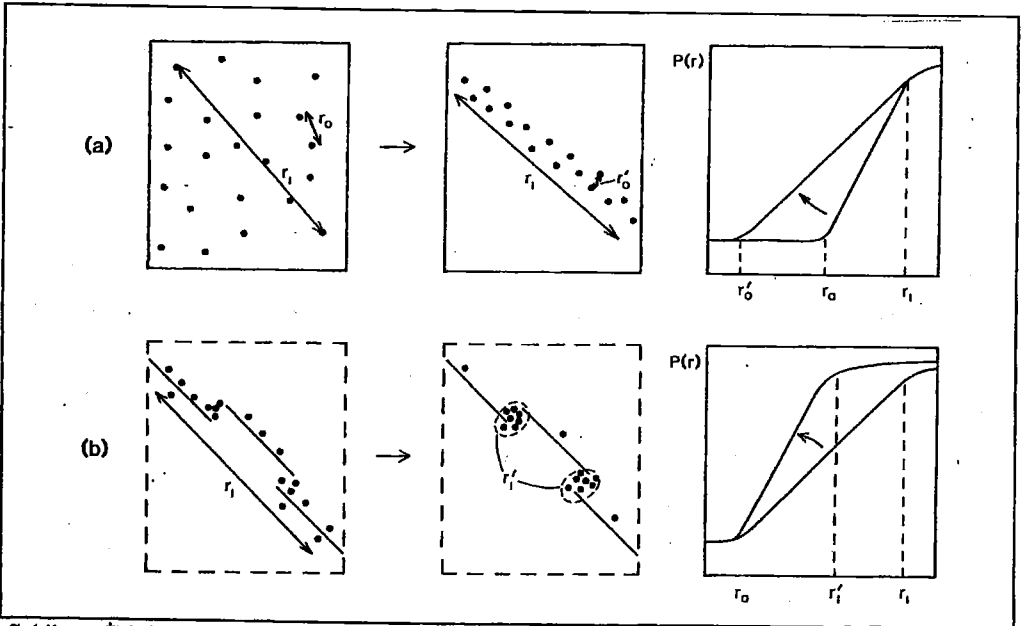
güney Kaliforniya'daki Riverside kataloğundan (1970-90) hesaplanmıştır. Bu çalışmada da, farklı sismotektonik özelliklere sahip doğrultu atımlı fay zonları (KAFZ,DAFZ,KDAFZ) için bulunan b ve D_c değerleri arasında $r=-0.64$ lük bir negatif korelasyon bulunmuştur. KAFZ boyunca, yedi bölüme ait deprem verilerinden bulunan b ve D_c parametreleri arasında $r=-0.85$ gibi büyük negatif bir korelasyon bulunmuştur.

Sismik b-değerindeki zamana bağlı değişimlerin fiziksel önemi pek çok yazar tarafından tartışılmıştır (Gibowicz, 1973; Ma, 1978; Smith, 1986; Huang ve Turcotte, 1988; Main ve diğ., 1990). Bu tartışmaların sonuçlarına göre,

- (1) büyük bir depremden sonra genellikle b-değeri artar,
- (2) b değeri bir maksimum değere kadar yükselir ve beklenen deprem oluştuğundan sonra bir minimum değere düşer.

Bu çalışmanın sonuçlarına göre (özellikle KAFZ'nun 31°- 41°D arasındaki bölümünde) sismik b değerinin zamanla değişimi dikkate alınrsa katalogdaki en büyük depremden ($M_s=7.9$; Erzincan-1939) sonra sismik b-değeri genel bir artma eğilimi göstermektedir (Şekil 3.14). Bu durum, hem Erzincan depremiyle oluşan gerilme boşalımı (yukarıda (1) ile uyumlu) hem de gelecekte oluşabilecek bir depreme hazırlıktan (yukarıda (2) ile uyumlu) kaynaklanan gerilme şiddetindeki azalmayla (Main ve diğ., 1990) uyumludur. Mevcut veri bu ihtimaller arasındaki geçişi belirlemek için yeterli değildir.

KAFZ'nun batı bölümünde (24°-31°E), sismik b ve D_c parametrelerinin temporal değişimleri araştırılmıştır. KAFZ'nun orta bölümünde olduğu gibi bu bölümde de b ve D_c parametreleri arasında negatif bir ilişki bulunmuştur. Bu parametrelerin, deprem oluş oranıyla ($\log N$) ilişkisi araştırılmıştır. Özellikle, 1970 den sonra KAFZ'nun batı bölümünde hem lokal istasyon sayısında hem de deprem oluş sayısında bir artma görüldüğü için, bu bölümde bulunan negatif korelasyon, yerin dinamik özelliklerinden çok istasyon sayısındaki gelişmeden kaynaklanabilir. Bu sonuç, daha önce KAFZ'nun orta bölümü için bulunan sonuçlardan farklıdır. Çünkü KAFZ'nun orta bölümünden bulunan deprem oluş oranlarında 1970'den sonra büyük bir artış görülmemiştir.



Şekil 4.2. İki farklı hasar belirlenmesini gösteren şematik şekil: (a) doğrusal bir fay boyunca tek boyutlu olarak episantrların dizilimi; (b) art sarsıntı dağılımında veya fay oluşumu "fault nucleation" sırasında episantrların 2 boyutlu dağılımları.

Deprem oluş oranının sismik b ve D_c 'ye göre değişimleri KAFZ'nun batı bölümü için bulunanlara göre ters işaretli olarak bulunmuştur. Ayrıca, sismik b değeri ve D_c arasında bu bölümden bulunan regresyon katsayısı ($r=-0.56$), orta bölüm için bulunana ($r=-0.85$) göre çok daha küçüktür. Bir önceki paragrafta, KAFZ'nun $31^\circ-41^\circ D$ arasındaki bölümü için verilen sonuçlar, gerilme yığılımındaki artış ile uyumlu bir artan yığılım modeliyle (daha yüksek D_c) ve yüksek oluşum oranıyla (nisbeten yetersiz istasyon ağının olduğu zamanlarda bile) ilişkili olan daha büyük depremlerin oluşması olasılığının artmasıyla (daha küçük b) yorumlanmıştır.

İstasyon sayısının az olduğu zaman döneminde daha düşük bir oluşum oranının (özellikle kuzey Ege denizindeki depremler için) gözleendiği bu bölümde (KAFZ'nun batı bölümü), daha düşük b değeriyle ilişkili olan daha yüksek D_c değeri bulunmuştur. Yığılımadaki artışın nedenleri şunlardır: a) doğrusal bir fay boyunca 1 boyutlu olarak episantrların dizilimi veya b) art sarsıntı dağılımında veya fay oluşumu "fault nucleation" sırasında episantrların 2 boyutlu uzaysal dağılımları (Şekil 4.2, Main,1992). Şekil 2.1 deki deprensellik haritasında büyük ölçüde tek boyutlu bir dizilim görülmüştür. Özellikle kuzey Ege denizinde bu dizilim daha belirgindir. Şekil 3.16, artan yığılımanın Şekil 4.2(a) ile uyumlu olarak depremlerin uzaysal dağılımlarının birbirlerine göre yakın odaklanma olasılığındaki bir artmayla ilişkili olduğunu gösterir. Bu nedenle, KAFZ'nun batı bölümünde görülen yığılımadaki artış görünür 1 boyutlu deprenselliğin gelişimiyle (daha düşük D_c), daha yüksek kayıt oranı ve daha yüksek b -değeri ile ilişkilidir (Şekil 3.17 ve 3.18). Daha yüksek bir b -değeri, küçük magnitüdü depremlerin daha iyi kayıt edilebilmesi ile ilişkilidir. Bu nedenle, KAFZ'nun batı bölümünde gözlenen korelasyon faylanmanın dinamik özelliklerinden ziyade artan istasyon duyarlılığı ve kuzey Ege denizinde daha küçük magnitüdü depremlerin daha iyi kaydedilmesiyle ilişkilidir.

Deprem istatistiği deprem episantrlarının fraktal dağılımı ve magnitüd frekans dağılımı arasında negatif bir ilişki olduğuna işaret etmektedir (Hirata, 1989b; Henderson ve diğ.,1992). Bu tez çalışmasında kuzey Ege denizi ve KAFZ'nun batı ve orta bölümlerinde ki depremlerden korelasyon boyutu D_c ve b değerinin temporal değişimleri arasında negatif bir ilişki bulunmuştur ($r=-0.56$). KAFZ'nun batı bölümünde bulunan sonuçlar orta ve diğer bölümler için bulunan değerlerden farklıdır ve yerin dinamik davranışlarından çok artan istasyon ağının etkisini yansıtmaktadır. Bu, özellikle kuzey Ege denizinde belirgin bir episantral dizilim gösteren depremler için geçerlidir.

Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları boyunca gelişen fay dağılımlarının analizinden, Arabistan-Avrasya arasında sıkışmaya maruz kalıp en büyük deformasyona uğrayan Karlıova ve

dolaylarında fraktal "kapasite" boyutu "1.52" olarak hesaplanmıştır. Bu değer hem DAFZ'nu hemde KAFZ'nu için bulunan en büyük fraktal boyut değeridir. Çünkü üçlü eklem görüldüğü Karlova ve dolayları KAFZ ve DAFZ'nun uç noktalarının bulunduğu yerdir. Fraktal boyutun özellikle Karlova üçlü eklemde en büyük değerde gözlenmesi, buradaki deformasyonun büyük ve farklı tektonik rejimlerin etkisiyle oluşmuş olmasından kaynaklanmaktadır. Bu bakımdan en büyük deformasyonun yani bunun ölçüsü olan fraktal boyutun, bu fay zonlarının uçlarının bulunduğu yerde bulunması doğaldır.

Bu çalışmada doğrultu atımlı fay zonlarında deprem episantrlarının fraktal (korelasyon) boyutu ve Gutenberg-Richter b-değerinin uzaysal dağılımının incelenmesi için 1900 ve 1992 yılları arasındaki bir zaman dönemini kapsayan deprem verisi analiz edilmiştir. En büyük olasılık yöntemi ve korelasyon integral yöntemi kullanılmış ve dünyanın başka yerleri için daha önce bulunan sonuçlara benzer olarak Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonları boyunca deprem episantrlarından bulunan fraktal boyut ve b-değeri arasında negatif bir ilişki olduğu sonucuna varılmıştır. Negatif korelasyon değeri, KAFZ'nun 100 depremlik yedi bölgeye bölünmesiyle daha ayrıntılı olarak incelenmiş, b ve D_c değeri arasında oldukça önemli bir negatif korelasyon bulunmuştur ($r=-0.85$).

Türkiye'deki doğrultu atımlı fay zonlarında bulunan parametrelerin uzay değişimleri, fay doğrultusu boyunca sismotektonik özelliklerin bazı önemli değişimini gösterir. Bunlar hem batıya doğru fay atımında rapor edilen azalmayla, hem de depremlerin batıya doğru göçü ile sistematik olarak ilişkili görünmemektedir. DAFZ ve KAFZ sismojenik zonun sonlu genişliği ile ilişkili bir bifraktal özelliğe sahiptir, fakat fraktal özelliklerdeki en büyük değişim, fay zonu doğrultusunun en hızlı değiştiği yer olan KAFZ'nun kuzey parçasında ki 4. zonda görülür.

KAFZ'nun orta bölümünde 31° - 41° D boylamları arasındaki bölümünde 1900-1992 arasında oluşmuş $M_s > 4.5$ büyüklüğündeki depremlerden bulunan fraktal korelasyon boyutu D_c ve sismik b-değerlerinin zaman değişimlerinde bir negatif korelasyon gözlenmiştir ($r=-0.85$). İstasyon dağılımındaki değişimler ile ilgili oluşum oranında istatistiksel bir ilişki görülmemiştir. Bu da, elde edilen sonuçların büyük ölçüde deprem oluşumuyla ilgili olduğuna ve faylanmanın fiziksel mekanizmasını yansıttığına işaret etmektedir. Bu çalışmada, en büyük depremlerin düşük b değerleri ve yüksek D_c değerleriyle (ki bu sonuçlar göreceli olarak yüksek gerilmeler ve episantrların daha sık dağılımlarına işaret etmektedir) ilişkili olduğu bulunmuştur. Her iki parametrede gözlenen değişimler, büyük depremlerin olduğu zamana rastlayan büyük gerilme birikimleriyle uyumludur. Bulunan sonuçlar, b ve D_c parametreleri arasında zayıf negatif bir

korelasyon gösteren dünya'daki diğer önceki çalışmalarla da uyumludur. Sonuç olarak, KAFZ'nu boyunca episantrların batıya göçü, $M_s \geq 6$ büyüklüklü depremlere çok iyi uymadığı görülmüştür.

Deprem istatistiği deprem episantrlarının fraktal dağılımı (D_c) ve magnitüd-frekans dağılımının b-değeri arasında bir zayıf negatif ilişki olduğunu göstermektedir (Hirata, 1989b; Henderson ve diğ., 1992). Bu çalışmada da, KAFZ'nun ve kuzey Ege denizinin batı bölümündeki depremlerden korelasyon boyutu D_c ve b-değerinin temporal değişimleri arasında bir zayıf negatif ilişki ($r = -0.56$) bulunmuştur. Bu nedenle, bu sonuçların yerin dinamik özelliklerinden çok istasyon ağındaki gelişmenin bir etkisini yansıtması muhtemeldir (özellikle, kuzey Ege denizinde ayrı fay zonları boyunca episantr dizilimi gösteren depremler için).

Sonuç olarak, istasyon ağı ve episantr dağılımındaki belirlenmesi zor sistematik zaman değişimlerinden dolayı bulgularda muhtemel hataların sonuçları etkilemesi muhtemeldir. Bu çalışmada, tamamına yakınının rapor edilmiş olduğu düşünülen büyük depremler seçilerek bu hatalar azaltılmaya çalışılmıştır. Uzun ve zaman ölçeğinde deprenselliğin değişimine ve tektonikle ilişkisine bağlı olarak, %95 güvenirlilikle hesaplanan parametrelerin rölatif değerlerine bakılmıştır. Bu nedenle, deprem verisindeki eksiklik ve hatalar belirlenen parametrelerin değerlerini etkilese bile, uzun ve zaman ölçeğindeki rölatif değişimlerini etkilemeyecektir. Bunun yanında, nisbeten düzenli kayıt özelliklerine sahip daha yoğun bir sismograf ağına dayalı daha ayrıntılı veri elde edilmesi ileride bu problemlerin daha ayrıntılı araştırılması için faydalı olacaktır.

VI.KAYNAKLAR

AKI, K. (1965): Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log a = a - bm$ and its confidence, Bull.Earthquake. Res.Inst. Tokyo Univ., 43, 237-239.

AKI, K. (1981): A Probabilistic Synthesis of Precursory Phenomena, in Earthquake Prediction, American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 4, pp. 566-574, eds Simpson, D.W. & Richards, P.G.

ALLEN, C. R. (1969): Active Faulting in Northern Turkey, Contrib. 1577, 32 pp., Div of Geol. Sci., Calif. Inst. of Technol., Pasadena.

ALLEN, C. R. (1980): Comparisons between the North Anatolian fault zone of Turkey and The San Andreas fault of California, Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction (Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction in the North Anatolian Fault Zone held in Istanbul). Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 1982, pp.67-85.

ALPTEKİN, Ö. (1973): Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph.D.thesis, New Mexico Institute of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.

ALPTEKİN, Ö. (1987): Magnitude-Frequency Relations in Seismic Regions of Turkey, H.Ü. Yerbilimleri Derg., 14, 353-359.

ALPTEKİN, Ö., ÖNCEL, A.O., YÖRÜK, A. (1992): En Büyük Olasılık Yöntemi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Deprem Riskinin Belirlenmesi, Jeofizik 6, 35-53.

ALPTEKİN, Ö., ÖNCEL, A.O. (1992): Magnitüd Hatalarının Sismik Risk Hatalarındaki Etkisi ve Erzincan Çevresinde Deprem Riski, Jeofizik 6, 85-102.

AMBRASEYS, N. N. (1970): Some Characteristic Features of the North Anatolian Fault Zone, Tectonophysics, 9, 143-165.

AMBRASEYS, N. N. (1988): Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1-105.

ARPAT, E., F. ŞAROĞLU. (1972): Doğu Anadolu Fay'ı ile İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler, MTA Derg., 78, 33-39.

ARPAT, E., F. ŞAROĞLU. (1975): Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18, 91-101.

AVILES, C.A., SCHOLZ, C.H., BOATWRIGHT, J. (1987): Fractal Analysis Applied to Characteristics Segments of the San Andreas fault, J.Geophys. Res., 92, 331-344.

AYTUN, A. (1982): Creep Measurements in the İsmetpaşa Region of the North Anatolian Fault Zone, in Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction, 279-295, edited by A.M.İşıkara and A. Vogel., Friedr. Vieweg&Sohn, Federal Republic of Germany.

AYHAN, E.M, KINIK, İ, DEMİR, Ç, KAHVECİ, M (1993): Global Konumlama Sistemi (GKS) ile Kuzey Anadolu Fay Kuşağındaki, Yer Kabuğu Hareketlerinin Belirlenmesi, Jeofizik 7, 15-33.

BARKA, A, A. (1981): Seismo-tectonic Aspects of the North Anatolian Fault Zone, Ph.D.thesis, 335 pp., Univ.of Bristol, England.

BARKA, A, HANCOCK. (1984): Neotectonic Deformation Patterns in the Convex-northwards arc of the North Anatolian fault, in The Geological Evolution of the Eastern

Mediterranean, Spec.Publ., edited by J.G. Dixon and A.H.F. Robertson, pp. 763-773, Geological Society of London.

BARKA, A., KADINSKY-CADE, K. (1988): Strike-slip Fault Geometry in Turkey and Its influence on Earthquake Activity. *Tectonics*, 7:663- 684.

BARKA, A. (1992): The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonica.*, 6, 164-195.

BARTON, C.C., LARSEN, E. (1985): Fractal Geometry of Two Dimensional Fracture Networks at Yucca Mountain, Southwestern Nevada, in *Fundamentals of Rock Joints*, Edited by Ove. Stephansson, pp. 77-84, Proc. Int. Sympo. on Fundamentals of Rock Joints.

BARTON, C.C., Cameron, B.G., Montgomery, J.R. (1986): Fractal Scaling of Fracture and Fault Maps at Yucca Mountain, Southern Nevada. *Eos*, 67, No. 44:871 (Abstract No. U31A-08).

BENDER, B. (1983): Maximum Likelihood Estimation of b-values for Magnitude Grouped Data, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 73, 831-851.

BERGOUGNAN, H. (1975): Relations Etre Les Edifices Ponctique et Taurique Dans le Nord-Est de l'Anatolie. *Bull. Soc. Geol. fr.*, 7, 17, 1045-1057.

BEYAZ, H. (1990): Kuzey Anadolu Deprem kuşağı'nın Sismotektonik Özellikleri, Yüksek lisans tezi, İ.Ü.Fen Bil. Enst. Jeofizik Müh. 64 sayfa, İstanbul.

BÜYÜKAŞIKOĞLU, S., 1979: Sismolojik Verilere Göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika Levha Sınırının Özellikleri, İ.T.Ü, Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi.

BROWN, S. R., SCHOLZ, C. H. (1985): Broad Band-width Study of the Topography of Natural Rock Surfaces. *J.Geophys. Res.* 90, 12575-12582.

BRUNE, J. N. M. (1968): Seismic Moment, Seismicity, and Rate of Slip Along Major Fault Zones, *J. Geophys. Res.*, 73, 777-784.

CHAN, R. W. (1989): Fractal Dimension and Fracture, *Nature*, 338, 201-202.

CANITEZ, N., ÜÇER, B. (1967): Computer Determinations for the Fault Plane Solutions in Near Anatolia. A Catalogue of Focal Mechanisms for Turkey and Adjoining Areas, *İTÜ Arz Fiziği Enst. No. 25*.

CANITEZ, N. (1969): Türkiye ve Civarında Deprem Odak Hareketleri ve Gerilme Dağılımları, *İTÜ, Maden Fakültesi, İstanbul*.

CANITEZ, N. (1973): Yeni Kabuk Hareketlerine İlişkin Çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay Problemi, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, *M.T.A. Enstitüsü Yayınları*, p.35-38, Ankara.

CANITEZ, N., EZEN, Ü. (1973): Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Kayma oranı ve Gerilme Düşümü, basılmamış, İstanbul Teknik Üniversitesi.

CHILES, J.P. (1988): Fractal and Geostatistical Methods for Modeling of a Fracture Network, *Math. Geol.*, 20: 631-654.

DEMETS, C., R. G. GORDON., D. F. ARGUS., S. STEIN. (1990): Current Plate Motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425.

DEWEY, J.F., HEMPTON, M.R., KIDD, W.S.F., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A.M.C. (1986): Shortening of Continental Lithosphere: the Tectonics of Eastern Anatolia-young Collision Zone. In *Collision Tectonics*, Edited by : J.Coward&A.C.Ries. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19, 3-36.

DEWEY, J.W. (1976): Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 843-868.

ECKMANN, J.P., RUELLE, D. (1992): Fundamental Limitations for Estimating Dimensions and Lyapunov Exponents in Dynamical Systems, Physica D, 56, 185-187.

ERDOĞAN, T. (1975): VI. Bölge Gölbaşı Dolayının Jeolojisi: TPAO Rap. No: 929 (Yayınlanmamış).

EYİDOĞAN, H. (1983): Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı'nın Sismotektonik Özellikleri, Doktora tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.

EYİDOĞAN, H. (1990): The Narman, Eastern Turkey Earthquake of 30 October 1983; Active Conjugate Faulting and the Migration of the Seismicity, in Proceedings of the workshop on Turkish Atomic Energy Authority, Ankara, 224-233.

EZEN, Ü. (1987): Doğu Anadolu Fayında Atım Değerleri, unpubl. rep., İstanbul Teknik Üniversitesi.

GIBOWICZ, S.J. (1973): Variation of the Frequency-Magnitude Relation During Earthquake Sequences in New Zealand, Bull. Seismol. Soc. Am. 63, 517-528.

GRASBERGER, P. (1983): Generalized Dimensions of Strange Attractors, Phys.Lett.A ,97, 227-230.

GUTENBERG, B., RICHTER, C.F.(1954): Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, Princeton, N. J.

GUTTORG, P. (1987): On the Least Squares Estimation of b-values, Bull. Seis. Soc. Amer. 77, 2115-2124.

GUTTORP, P, HOPKINS, D. (1986): On Estimating Varying b-values, Bull. Seis. Soc. America 76, 889-895.

GÖKÇE, S. (1992): Doğu Anadolu ve Atatürk Barajı Çevresinin Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, 176 sayfa, İ.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü.

HATTON, C.G., MAIN, I.G., MEREDITH, P.G., (1993): A Comparison of Seismic and Structural Measurements of Scaling Exponents During Tensile Subcritical Crack Growth, J. Struct. Geol. 15, 1485-1495.

HAVSTAD, J. W., ELSERS, C.V. (1989): Attractor Dimension of Non-stationary Dynamical Systems from Small Datasets, Phys. Rev. Lett. 35, 327-330.

HEMPTON. (1982): The North Anatolian Fault and Complexities of Continental Escapes. J. Struct. Geol., 4, 502-504.

HEMPTON. (1987): Constrains on Arabian Plate Motions; An Extensional History of the Red Sea, Tectonics, 6, 688-705.

HENDERSON, J., MAIN, I. G., MEREDITH, P.G, SAMMONDS, P. R. (1992): The Evolution of Seismicity-observation, Experiment and a Fracture-mechanical Interpretation, J. Struct. Geol., 14:905-913.

HIRATA, T., SATOH, T., ITO, K. (1987): Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, Geophys. J. R. astr.Soc., 90, 369-374.

HIRATA, T. (1989a): Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Pageoph., 131, 157-170.

HIRATA, T. (1989b): A Correlation Between the b-value and the Fractal Dimension of Earthquakes, J. geophys. Res., 94, 7507-7514.

HIRABAYASHI, T., ITO, K., YOSHI. (1992): Multifractal Analysis of Earthquakes, *Pageoph*, 138, 591-611.

HUANG, J., TURCOTTE, D.L. (1988): Fractal Distributions of Stress and Strength and Variations of b-value, *Earth Planet. Sci. Letts.* 91, 223-230.

HOWARD, K.A., AORON, J.M., BRABB, E.E., BROCK, M.R. (1978): Preliminary Map of Young Faults in the U.S. as a Possible Guide to Fault Activity, USGS Field Studies Map MF-916.

FEDER, J. (1989): *Fractals*, Plenum Press, New York, 283 pp.

JAGGLS., DALE, A., QUATTROCHI, A., NINA SIU-NGAN LAM. (1993): Implementation and Operation of Three Fractal Measurement Algorithms for Analysis of Remote Sensing, *Computers and Geosciences*, 19, 745-767.

JACKSON, J., MCKENZIE, D. (1984): Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77/1, 185-265.

JACKSON, J., MCKENZIE, D. (1988): The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformations in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73.

JACKSON, J. (1992): Partitioning of Strike-Slip and Convergent Motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.

JONES, J. G. (1989): Fractal Properties of Computer-generated and Natural Geophysical Data, *Computers and Geosciences*, 15, 227-235.

KAGAN, Y. Y., KNOPOFF, L. (1978): Statistical Study of the Occurrence of Shallow Earthquakes. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 55, 67-86.

KAGAN, Y. Y., KNOPOFF, L. (1980): Spatial Distribution of Earthquakes: The Two Point Correlation Function, *Geophys.J.R.Astr. Soc.*, 62, 303-320.

KASAPOĞLU, K.E., TOKSÖZ, M.N. (1984): Tectonic Consequences of the Collision of the Arabian and Eurasian Plates: Finite Element Models, *Tectonophysics*, 100, 71-95.

KEMPLER, D. (1994): Tectonic Patterns in the Easternmost Mediterranean, Ph.D. thesis, 177 pages, Hebrew Univ., Jerusalem.

KETİN, İ. (1948): Über Die Tektonisch-mechanischen Folgerungen Aus Den Grossen Anatolischen Erdbeben Des Letzten Dezenniums, *Geol. Rundsch.*, 36, 77-83.

KETİN, İ. (1969): Über Die Tektonisch-Mechanischen Folgerungen aus Den Grossen Anatolischen Erdbeben Des Letzten Dezenniums, *Geol.Rundsch.*, 36, 77- 83.

KETİN, İ. (1976): San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları Arasında Bir Karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bül.* 19, 149-154.

KING, G. C. P. (1983): The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault Systems: The Geometrical Origin of b-value, *Pageoph*, 121, 761-815.

KIRATZI, A. A. (1993): A Study on the Active Crustal Deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, *Tectonophysics*, 225, 191-203.

KURTHS, J., HERZEL, H. (1987): An Attractor in Solar Time Series, *Physica 25D*, 165-172.

KOPP, K.O., PAVONI, M., SCHINDLER, O. (1969): Geologie Trakiens IV: das Ergene Becken. *Beih. Geol. Jb.*, 76, 1-136.

KORVIN, G. (1992): *Fractal Models in the Earth Sciences*, Elsevier, London, 396 pages.

KOSOBOKOV, V.G., MAZHKENOV, A.S. (1994): On Similarity in the Spatial Distribution of Seismicity, Computational Seismology and Geodynamics, Vol. 1, 6-15.

ITO,D.(1992): New View of Earthquake Phenomena, Pageoph, 138, 531-548.

LYBERIS, N., YÜRÜR, T., CHOROWICZ, J., KASAPOĞLU, E., GÜNDOĞDU, N. (1992): The East Anatolian Fault: An Oblique Collisional Belt, Tectonophysics, 204, 1-15.

MA, HC. (1978): High b-value before Tangshan and Haicheng earthquakes, Acta Seism. Sin. 21, 126-141.

MAIN, I.G. , BURTON, P.W. (1984): Information Theory and the Earthquake Recurrence Constrained by Tectonic Seismic Moment Release Rates, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1409-1426.

MAIN, I.G., BURTON, P.W. (1986): Long-Term Earthquake Recurrence Constrained by Tectonic Seismic Moment Release Rates, Bull. Seism. Soc. Am. 76, 297-304.

MAIN, I.G., MEREDITH, P. G., SAMMONDS, P. R. and JONES, C. (1990): Influence of Fractal Flaw Distributions on Rock Deformation in the Brittle Field, in Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geol.Soc. Special Publication No.54, pp.81-96, eds Knipe, R. J. and Rutter, E.H.

MAIN, I.G. (1992): Damage Mechanics with Long-range Interactions: Correlation between the Seismic b-value and the Fractal Two-point Correlation Dimension, Geophys.J.Int., 111, 531-541.

MANDELBROT, B.B., Passoja, D.E., and Panlly, A.J. (1984): Fractal Character of Fracture Surfaces of Metals, Nature 308, 721-722.

MANDELBROT, B. B. (1983): *The Fractal Geometry of Nature*, W.H. Freeman, New York.

MANDELBROT, B. (1967): How Long is the Coast of Britain? Statistical Self-similarity and Fractional Dimension, *Science* 156, 636-638.

MCKENZIE, D.P. (1972): Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions (tectonics of Aegean region). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.

MCKENZIE, D.P. (1976): The East Anatolian Fault: A Major Structure in Eastern Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 189-193.

MCKENZIE, D.P. (1978): Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.

MOGI, K. (1962): Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 40, 831-853.

MOGI, K. (1968): Source Locations of Elastic Shocks in the Fracturing Processes in Rocks. *Pt. I. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 46, 1103-1125.

NAGAHAMA, H. (1991): Fracturing in the Solid Earth, *Sci. Rep., Thoku Univ.* 2 nd ser. (Geol.), 61:2, 103-126.

NEUGEBAUER, J. (1995): Structures and Kinematics of the North Anatolian Fault Zone, Adapazarı-Bolu Region, Northwest Turkey, *Tectonophysics*, 243, 119-134.

NISHIZAWA, O., ONAI, K., KUSUNOSE, K. (1984/85): Hypocenter Distribution and Focal Mechanism of AE Events During Two Stress Stage Creep in Yugawara Andesite. *Pageoph*, 122, 36-52.

NORTH, R.C. (1974): Seismic Slip Rate in the Mediterranean and Middle East, *Nature*, 252, 560-563.

OKUBO, P.G., AKI, K. (1987): Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355.

OUCHI, T., UEKAWA, T. (1986): Statistical Analysis of the Spatial Distribution of Earthquakes-variation of the Spatial Distribution of Earthquakes Before and Large Earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 44, 211-225.

ORAL, M. B. (1994): Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone, Ph.D Thesis, Mass. Inst. of Tech. 344 pages.

ORAL, B., REILINGER, E., TOKSÖZ, M.N., KING, R.W., BARKA, A.A., KİNKİ, I., LENK, O. (1995): Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean, *EOS*, 76, 9-11.

ORFORD, J.D., WHALLEY, W.B. (1983): The Use of Fractal Dimension to Quantify the Morphology of Irregular-shaped Particles, *Sedimentology*, 30, 655-658.

ÖNCEL, A.O. (1992): Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Depremlerin İstatistiksel Analizi, *Yük. Lis. Tezi, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst.*, 93 Sayfa.

ÖNCEL, A.O., YÜKSEL, A.F., ALPTEKİN, Ö., HALİLİ, A., 1995: Fractal properties of faulting in the Zagros thrust belt, *SEE-2 Proceedings*, pp.149-156.

PACHECO, J. F., SCHOLZ, C. H., SYKES, L.R. (1992): Changes in the Frequency-Size Relationship From Small to Large Earthquakes, *Nature*, 355, 71-73

PAGE, R. (1968): Aftershocks and Microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964, *Bull. Seis. Soc. Amer.* 58, 1131-1168.

PAVONI, N. (1961): Die Nordanatolische Horizontal verschiebung: Geol.Rundschau Band 51, 122-139.

PENTLAND, A. P. (1984): Fractal-based Description of Natural scienes: IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence, 6, 661-674.

PRESS, W.H, FLANNERY ,B.P, TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W.T. (1988): Numerical Recipes in C, Cambridge University Press, Cambridge.

PERİNÇEK, D. (1979): Geological Investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali Bölgesi Jeolojisinin İncelenmesi (Adıyaman bölgesi), İstanbul Univ. Fen. Fak. Mecm., Seri B, 44, 127-147.

PERİNÇEK, D., ÖZKAYA, I. (1981): Arabistan Levhasının Kuzey Sınırının Tektonik Evrimi, Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi bülteni, 8, 91-101.

PERİNÇEK, D., GÜNAY, Y., KOZLU, H., 1987, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile İlgili Yeni Gözlemler. Türkiye 7. Petrol Kong. Tebl., TPJD, S. 89-103.

PHILIP, H., CISTERNAS, A., GVISHIANI, A., GORSHKOV,A. (1989): The Caucasus: An Actual Example of the İntial Stages of a Continental Collision, Tectonophysics, 161, 1-21.

PURCARU,G., BERCKHEMER,H.,(1982): Quantitative Relations of Seismic Source Parameters and the Classification of Earthquakes, Tectonophysics 84, 57-128.

RADULIAN, M., Trifu, C.I. (1991): Would It Have Been Possible to Predict the 30 August 1986 Vrancea earthquake?, Bull.Seismol.Soc.Am.,81, 2498-2503.

ROSSI, G. (1990): Fractal Dimension Time Variations in the Friuli (Northeastern Italy) seismic area, Boll. Geof. Teor. Appl., 32, 175-183.

SADOVSKY, M.A., GOLUBEVA, T.V., PISARENKO, V.F., SHNIRMAN, M.G. (1984): Characteristic Dimensions of Rock and Hierarchy Properties of Seismicity, *Izv. Ac. Sci. USSR Phys. Solid Earth. Engl. Transl.*, 20, 87-96.

SEYMEN, İ. (1975): Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği, Doktora tezi, İTÜ Maden Fak.

SİPAHİOĞLU, S., ALPTEKİN, Ö. (1988): Türkiye'de Deprem Sorununun Görünümü, *Jeofizik 2*, 151-183.

SCHWARTZ, D. P., COPPERSMITH, K.J.(1984): Fault Behaviour and Characteristics Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 89, 5681-5698.

SCHOLZ, C.H. (1968): The Frequency-magnitude Relation of Microfracturing in Rock and Its Relation to Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 399-415.

SCHOLZ, C.H. (1994): *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, 439 pages.

SMITH, W.D. (1986): Evidence for Precursory Changes in the Frequency-magnitude b-Value, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.* 86, 815-838.

STRAUB, C., KAHLE, H. (1995): Active Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, Inferred from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.* (Submitted).

SORNETTE, D., VANNESTE, C., SORNETTE, A. (1991): Dispersion of b-values in Gutenberg-Richter Law as a Consequence of a Proposed Fractal Nature of Continental Faulting, *Geophys. Res. Lett.* 18, 897-900.

SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y. (1981): Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Katoloğu. Tübitak, Proje No. TBAG 341.

ŞAROĞLU, F., EMRE., Ö., KUŞÇU, İ. (1992): Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.

ŞAROĞLU, F. (1988): Age and Offset of the North Anatolian fault, In Melih Tokay Symposium, Spec. Publ. Middle-East Techn. Univer. Ankara, Turkey, 65-79.

ŞAROĞLU, F. (1985): Neotektonik Dönemde Türkiye'nin Doğusu'nun Tektonik Evrimi, Doktora tezi, 242 pp., İstanbul Üniversitesi Fen Bil. Enst..

ŞENGÖR, A. M. C. (1979): The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, J.Geol.Soc.London, 136, 269-282.

ŞENGÖR, A. M. C., GÖRÜR, N., ŞAROĞLU, F. (1985): Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, Spec. Publ. 37, edited by K. Biddle and N. Christie-Blick, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla.

TAKAYUSU, H. (1985): Simulation of Electric Breakdown and Resulting Variant of Percolation Fractals, Phys. Rev. Lett., 54, 1099-1101.

TAKAYUSU, H. (1986): Pattern Formation of Dendritic Fractals in Fracture and Electric Breakdown. In: L.Pietronero and E.Tosatti (Editors), Fractals in Physics. Elsevier, Amsterdam-New York, 181-184.

TAKAYUSU, H. (1990): Fractals in the Physical Sciences, Manchester Univ. Press, Manchester.

TATAR, Y. (1978): Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan-Refahiye Arasındaki Bölümü Üzerinde Tektonik İncelemeler, Yerbilimleri,Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Enstitüsü Yayını, 4, 201-236.

TAYMAZ, T., EYİDOĞAN, H., JACKSON, J. (1991): Source Parameters of Large Earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys.J.Int.*, 106, 537-550.

TURCOTTE, D.L. (1986): A Fractal Model for Crustal Deformation, *Tectonophysics*, 132, 361-369.

TURCOTTE, D.L. (1989): Fractals in Geology and Geophysics, *Pageoph*, 131, 171-196.

TURCOTTE, D. L. (1992): *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.

TURCOTTE, D. L. and SCHUBERT, G. (1982). *Geodynamics*, John Wiley and Sons, Newyork.

TOKSÖZ, M.N., SHAKAL, A.F., MICHAEL, A.J. (1979): Space-Time Migration of Earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and Seismic gaps. *Pageoph*, 117, 1258-1269.

TOKAY, M (1973): Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile Ilgaz Arasındaki Kismında Jeolojik Gözlemler. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 12-29.

TCHALENKO, J. S. 1970, Similarities Between Shear Zones of different Magnitudes, *Bull. Geology. Soc. Am.* 81, 1625-1640.

ÜÇER, S.B ., ALPTEKİN, Ö. (1990): Present and Historical Seismicity of the Marmara Region, in *Proceedings of the Workshop on Historical Seismicity and Seismotectonics of the Mediterranean Region*, Turkish Atomic Energy Authority, Ankara, 6-36.

VELDE,B., MOORE, D., BADRİA,LEDESERT,B.(1993): Fractal and Length Analysis of Fractures During Brittle to Ductile Changes, *J.Geophys.Res.*,98,11935-11940.

YALÇIN, N. (1978): Characteristics of the East Anatolian Fault between Türkoğlu and Karağaç (K.Maraş) in Relation to Settlement Problems, Bull. Chem. Geol. Eng. Turk., 6, 49-55.

YAZGAN, E., MICHARD, A., WHITECHURCH, H., MONTIGNY, R. (1983): Le Taurus (Turquie orientale), Element de la Suture Sud-tethysienne, Bull. Soc. Geol. Fr., 7(25), 59-69.

ZHANG, J. Z., SONG, L. Y. (1981): On the Method of Estimating b-value and Its Standart error, Acta Seism Sin 3, 292-301.

WESTAWAY, R. (1994): Present-day Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, J. Geophys. Res., 99, 12071-12090.

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ YAYIN KOŞULLARI

1. Bülten'e gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
 - a) Depremle doğrudan doğruya ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
 - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması,
 - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayımlanmamış olması,
 - d) Bilgisayar çıktısı halinde kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmış bulunması,
 - e) Şekillerin aydınlar kağıdına çini mürekkebi ile çizilmiş olması .
 - f) Fotoğrafların net ve klişe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmanın genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanları tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme ücreti ödenerek yayımlanacak olan yazıların mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan derleyen, ya da çevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayımlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara "Kamu Kurum ve Kuruluşlarınca Ödenecek Telif ve İşlenme Ücretleri Hakkında Yönetmelik" esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan şekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret taktir edilir.
7. Yazıların bültende yayımlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulunun kararı ile olur.
8. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. Maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye, verilecek ücrete esas teşkil edecek kelime sayısının tespit etmeye ve yazıların yayın sırasının tayine yetkilidir.
9. Kurulca incelenen yazıların bültende yayımlanıp yayımlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.
10. Yayımlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayımlanan yazılardaki fikir ,görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Afet İşleri Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzün resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi,haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalarından ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.