

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

GLOBAL DEPREMLERİN GENEL ÖZELLİKLERİ: FARKLI SİSMİK
ZONLARDAKİ DEPREM KAYNAK PARAMETRELERİNİN İRDELENMESİ

Jeofizik Yük. Müh. Yusuf BAYRAK

78099

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

"Doktor"

Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 05.01.1998

Tezin Savunma Tarihi : 22.05.1998

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILMAZTÜRK

A. Yılmaztürk

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN

Ömer Alptekin

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR

Özcan Çakır

Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Asım KADIOĞLU

Asım Kadioğlu

Trabzon 1998

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Programında yapılmıştır.

Bu çalışmada, global depremlerin genel özelliklerini incelemek için, dünya 28 ayrı bölgeye ayrılmak suretiyle, her bir bölge için değişik magnitüd türleri ve magnitüd-şiddet arasında geliştirilen doğrusal ilişkilerle M_S magnitüdüleri homojen olan yeni bir katalog hazırlanmıştır. Ayrıca, değişik kaynak parametreleri arasındaki ilişkileri irdelemek için deprem odak mekanizma çözümlerini içeren ikinci bir katalog oluşturulmuştur. Global depremler için değişik kaynak parametreleri arasında ilişkiler geliştirilmiş ve bulunan sonuçlar literatürde yayınlanan önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Ayrıca, literatürde ayrıntılı olarak incelenmemiş olan değişik fay türleri ve değişik sismik zonlar için kaynak parametreleri arasında ilişkiler geliştirilmiş ve bulunan sonuçlara faylanma türlerinin ve tektonizmanın etkileri tartışılmıştır.

Tez konumun belirlenmesinde ve çalışmamın başından sonuna kadar her türlü desteğini esirgemeyen danışmanım Yrd. Doç. Dr. Ahmet Yılmaztürk' e teşekkür ederim. Ayrıca bilgi ve birikimlerinden faydalandığım Yrd. Doç. Dr. Özcan Çakır'a teşekkür ederim. Deprem kataloglarının bilgisayara işlenmesinde bana yardımcı olan Arş. Gör. Arzu Şeref, Arş. Gör. Murat Erduran ve Arş. Gör. Y. Arif Kutlu'ya teşekkür ederim. Bu tez çalışmasında maddi destek sağlayan K. T. Ü. Araştırma Fonuna teşekkür ederim.

Trabzon, Ocak 1998

Yusuf Bayrak

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	V
SUMMARY.....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
TABLolar DİZİNİ.....	X
SEMBÖLLER DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	5
1.3. Çalışmada Kullanılan Deprem Verisi.....	6
1.3.1. Deprem Kataloğu.....	7
1.3.2. Odak Mekanizması Çözümleri Kataloğu.....	12
1.4. Tamamlılık Analizi.....	13
1.5. Global Levha Tektoniği ve Depremsellik	18
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	24
2.1. Global Depremlerin Episantr Dağılımı.....	24
2.1.1. Magnitüdün Büyüklüğüne Göre Depremlerin Episantr Dağılımı.....	24
2.1.2. Fay Türlerine Göre Depremlerin Episantr Dağılımı.....	26
2.1.3. Maksimum Gerilme Eksenlerinin (P-Ekseni) Global Dağılımı.....	28
2.1.4. Global Depremlerin Derinlik Dağılımı.....	31
2.1.5. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Derinlik-Deprem Sayısı Dağılımı.....	36
2.2. Magnitüd İlişkileri: Basit ve Karmaşık Depremlerin İstatistiksel Dağılımı.....	37
2.2.1. Global Depremler için m_b - M_S İlişkisi.....	39
2.2.2. Değişik Fay Türleri için m_b - M_S İlişkileri.....	43
2.2.3. Global Depremlerin Genel Karakteristiği.....	45
2.3. Magnitüd-Enerji ve Moment İlişkileri: Global enerji ve Moment Dağılımı.....	58

2.3.1. Global Depremler İçin M_S - $\text{Log}E_S$ İlişkisi.....	60
2.3.2. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Magnitüd-Deprem Sayısı Dağılımı.....	63
2.3.3. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Toplam Enerji Dağılımı.....	64
2.3.4. Momenti Bilinen Depremlerin Episantr Dağılımı.....	67
2.3.5. Global Depremler İçin M_S - $\text{Log}M_0$ İlişkisi.....	69
2.3.6. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Toplam Moment Dağılımı.....	72
2.3.7. Moment Boşalımının Zamana Bağlı Geçici Değişim.....	74
2.3.8. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin M_S - $\text{Log} M_0$ İlişkileri.....	76
2.4. Gerilme-Moment-Enerji İlişkisine ve Global Gerilme Dağılımı.....	79
2.4.1. Görünür Gerilme ve Gerilme Azalımı.....	80
2.4.2. Global Depremler İçin M_S - M_w Arasındaki İlişkisi.....	83
2.4.3. Gerilmeyi Etkileyen Faktörler.....	85
2.4.4. Enerji-Moment İlişkisi ve Görünür Gerilme Değişimi.....	95
2.4.5. Global Depremler için M_E ve M_w Magnitüdüleri.....	103
2.4.6. Basit ve Karmaşık Depremler için Görünür Gerilme Değişimi.....	105
2.4.7. Basit ve Karmaşık Depremler için Gerilme Azalımı Değişimi.....	111
2.4.8. Farklı Tektonik Yapılar İçin Moment-Magnitüd-Gerilme Azalımı İlişkileri....	114
2.4.9. Global Gerilme Azalımı Dağılımı.....	118
2.4.10. Değişik Fay Türleri için $\text{Log} E_S$ - M_S ve $\text{Log} M_0$ - M_S İlişkileri.....	121
3. BULGULAR VE TARTIŞMA.....	125
4. SONUÇLAR.....	136
5. KAYNAKLAR.....	141
6. EKLER.....	162
7. ÖZGEÇMİŞ.....	190

ÖZET

Bu çalışmada, global depremlerin genel özelliklerini ve farklı tektonik yapıların kaynak parametreleri üzerindeki etkilerini incelemek için değişik global deprem katalogları birleştirilmiştir. Bu amaçla, dünya 28 farklı sismik bölgeye bölünmüştür. Sığ depremlerin kaynak parametreleri arasında ampirik ilişkiler geliştirilmiş ve elde edilen sonuçlar literatürde yayınlanan önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Geliştirilen ilişkilerin faylanma türüne ve tektonizmaya bağımlılığı tartışılmıştır. Ayrıca farklı faylanma türleri ve farklı sismik kaynaklar için gerilme azalımı ($\Delta\sigma$) ve moment/magnitüd (M_0/M_S) arasındaki ilişkiler irdelenmiştir.

Sonuçlar, büyük ölçekli doğrultu-atımlı fayların, doğrultu-atım bileşeni içeren normal ve ters fayların kaynak fonksiyonlarının karmaşık ve diğer fay türlerinin basit olduğunu göstermiştir. Ayrıca, genç dalma-batma kuşaklarında oluşan büyük depremler basit iken yaşlı dalma-batma kuşaklarında oluşan büyük depremler karmaşıktır. Karmaşık depremlerin enerji magnitüdüleri (M_E) moment magnitüdülerinden (M_w) daha büyüktür. Yüksek sismik momentler ters faylarda gözlenirken, yüksek enerjiler doğrultu-atımlı faylarda gözlenmiştir. Ayrıca, doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan ortalama görünür gerilme göreceli olarak diğer fay türleri için hesaplanan değerlerden daha yüksektir. Genellikle, doğrultu atımlı-faylarda M_E ve ters faylarda ise M_w magnitüdüleri diğer fay türleri için elde edilen magnitüdüden daha büyüktür. $M_E > M_w$ olan depremlerin ortalama gerilme azalımı $M_E < M_w$ olan depremlerden 11 kat daha yüksektir. Yüksek görünür gerilme değerleri okyanusal transform faylarda ve düşük değerler ise dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan ters faylarda elde edilmiştir. Karmaşık depremlerin ortalama gerilme azalımı basit olayların ortalama gerilme azalımından yaklaşık 4 kat daha fazladır. Yüksek gerilme azalımı doğrultu-atımlı faylarla ve yaşlı dalma-batma kuşaklarında oluşan depremlerle ilişkilidir.

Anahtar Kelimeler: Magnitüd, Odak mekanizması, Sismik Enerji, Sismik Moment, Gerilme azalımı, Görünür Gerilme

SUMMARY

Some Aspects of Global Earthquakes: Investigation of Earthquakes Source Parameters in Different Seismic Zones

In this study, several catalogs of global earthquakes have been compiled to examine some aspects of global earthquakes and the effects of different tectonic structures on the source parameters. For this purpose, the world was divided into 28 different seismic regions. Some empirical relations were developed for various source parameters of shallow earthquakes and the results obtained were compared with the previous studies published in literature. The empirical relations developed were discussed in terms of the types of faulting and tectonism. Relations between stress drop, $\Delta\sigma$, and moment/magnitude, M_0/M_S , were investigated for different fault types and different seismic sources.

The results show that source functions of large strike-slip, normal and reverse faults with strike-slip component are complex. The other types of faulting are simple. Also, the complex earthquakes are associated with subduction zones with old lithosphere while simple earthquakes are associated with subduction zones with young lithosphere. Energy magnitude, M_E , is higher than moment magnitude, M_w , for complex earthquakes. Average high seismic energy is observed for strike-slip faults while average high seismic moment is observed for reverse faults. It is also found that average apparent stress of strike-slip faults is relatively higher than that of the other fault types. Generally, magnitude of M_E for strike-slip faults and magnitudes of M_w for reverse faults are higher than the other fault types. The average apparent stress for earthquakes with $M_E > M_w$ is 11 times higher than earthquakes with $M_w > M_E$. High values of apparent stress were observed on oceanic transform faults and low values were observed on thrust faults associated with subduction zones. Average stress drop of complex earthquakes is about 4 times higher than that of simple earthquakes. High stress drops are related to strike-slip faults and earthquakes from subduction zones with old lithosphere.

Key Words: Magnitude, Focal Mechanism, Seismic Energy, Seismic Moment, Apparent Stress, Stress Drop

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Deprem kataloğunun hazırlanmasında kullanılan değişik kataloglardaki derinliği bilinen depremlerin deprem sayısı-zaman dağılımı.....	12
Şekil 2. 1 yıl zaman aralığında değişik magnitüdüler için hesaplanan zaman-deprem sayısı dağılımı.....	15
Şekil 3. Global levha tektoniği haritası (Press ve Siever, 1986; Jarrard, 1986, ve Liu ve diğ., 1995'ten modifiye edilerek hazırlanmıştır).....	22
Şekil 4. Global depremlerin episantr dağılımı ve farklı özelliklere sahip bölgeler.....	25
Şekil 5. Global depremlerin fay türlerine göre episantr dağılımları.....	27
Şekil 6. Depremlerin odak mekanizması çözümlerinden elde edilen P-eksenlerinin global dağılımı.....	29
Şekil 7. Dünyanın farklı 28 bölgesi için; a) katalogta yer alan deprem sayısı, b) katalogta yer alan maksimum deprem derinliği.....	32
Şekil 8. a) 700 km, b) 300 km derinliğine kadar depremlerin oluştuğu ve c) 300-500 km arasında depremlerin gözlenmediği dalma-batma kuşakları için derinlik-deprem sayısı grafikleri.....	34
Şekil 9. Global depremler için m_b - M_S dağılımı ve en küçük kareler yöntemi ile elde edilen doğrusal ilişki.....	40
Şekil 10. (1)-(12) denklemleri kullanılarak hesaplanan m_b - M_S değerleri.....	42
Şekil 11. Değişik fay türleri için hesaplanan m_b - M_S ilişkileri.....	44
Şekil 12. Dünyanın farklı 28 bölgesi için m_b - M_S dağılımı. Üstteki kesikli çizgiler karmaşık depremlerin alt sınırını, alttaki kesikli çizgiler basit depremlerin üst sınırını ve ortadaki koyu çizgiler ise, her bir bölge için elde edilen doğrusal m_b - M_S ilişkilerinin göstermektedir.....	48
Şekil 13. (16)-(26) bağıntıları kullanılarak hesaplanan M_S - $\text{Log}E_S$ ilişkileri.....	61
Şekil 14. (27) , (28) ve (29) bağıntılarıyla hesaplanan M_S - $\text{Log}E_S$ ilişkileri.....	63

Şekil 15. Dünyanın farklı 28 bölgesi için a) deprem sayısı ve b) ampirik hesaplanan toplam enerji dağılımı.....	66
Şekil 16. Sismik momentin büyüklüğüne göre global depremlerin episantr dağılımı (M_0 -dyn.cm'dir).....	68
Şekil 17. (30)-(37) bağıntıları kullanılarak hesaplanan $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkileri.....	70
Şekil 18. (38), (39), ve (40) bağıntılarıyla hesaplanan $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkileri.....	71
Şekil 19. En küçük kareler yöntemi ile global depremler için hesaplanan ve (34) bağıntısıyla verilen M_S - $\text{Log}M_0$ ilişkileri.....	72
Şekil 20. Dünyanın farklı 28 bölgesi için (41) bağıntısıyla ampirik olarak hesaplanan toplam moment değerleri.....	74
Şekil 21. Global momentin zamana bağlı değişimi.....	75
Şekil 22. a) Dalma-batma kuşakları, b) kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler ve c) okyanus sırtları ile ilişkili olan bölgeler için hesaplanan doğrusal M_S - $\text{Log}M_0$ ilişkileri.....	77
Şekil 23. Bir deprem sırasında gerilmenin zamana bağlı değişimi (Yamashita 1976)'dan modifiye edilerek alınmıştır).....	80
Şekil 24. Global 395 deprem için hesaplanan M_S ve M_w arasındaki doğrusal ilişki.....	84
Şekil 25. Bariyer ve asperite modeli (Aki (1984)' den modifiye edilerek alınmıştır). Taralı kısımlar gerilme yüklü bölgeleri göstermektedir.....	89
Şekil 26. a) Alaska (28.03.1964), b) Kuril (13.10.1964) depremlerinin kaynak-zaman fonksiyonu ve faylanma alanları. Taralı bölgeler asperitileri göstermektedir (Ruff ve Kanamori (1983)'den modifiye edilerek alınmıştır).....	90
Şekil 27. Değişik şekillere sahip teorik kaynak fonksiyonları ve genlik spektrumları.....	93
Şekil 28. Göz önünde bulundurulan farklı üç kaynak fonksiyonunun genlik spektrumları.....	94
Şekil 29. a) Tüm depremler, b) doğrultu-atımlı faylar, c) ters faylar ve d) normal faylar için enerji-moment ilişkileri ve (44) denklemi ile hesaplanan görünür gerilme değerleri. Ortadaki koyu çizgi ortalama, alttaki kesikli çizgi en düşük ve üstteki kesikli çizgi ise en büyük görünür gerilmeyi göstermektedir.....	97

Şekil 30. a) $m_b > M_S$, b) $M_S > m_b$ olan depremler için görünür gerilme sınırları, (44) bağıntısıyla hesaplanan ortalama görünür gerilme değerleri ve fay türlerinin oranları. DAF: doğrultu-atımlı, NF: normal ve TF: ters fayları göstermektedir.....	109
Şekil 31. a) $M_w > M_E$, b) $M_E > M_w$ olan depremler için görünür gerilme sınırları, (44) bağıntısıyla hesaplanan ortalama görünür gerilme değerleri ve fay türlerinin oranları. DAF: doğrultu-atımlı, NF: normal ve TF: ters fayları göstermektedir.....	110
Şekil 32. Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen bağıntılar (Bölüm 2.2) için odak çözümlerini içeren katalogda yer alan, a) karmaşık depremler, b) basit depremler ve c) basit ve karmaşık ayırımı yapılamayan depremler.....	112
Şekil 33. a) karmaşık depremler, b) basit depremler ve c) basit veya karmaşık ayırımı yapılamayan depremler için (57) bağıntısı ile hesaplanan gerilme azalımı değerleri. Ortadaki çizgiler hesaplanan ortalama, alttaki ve üstteki çizgiler ise minimum ve maksimum gerilme azalımı değerlerini göstermektedir.....	113
Şekil 34. Değişik fay türleri için elde edilen $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri.....	115
Şekil 35. a) Dalma-batma kuşakları, b) kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler ve c) okyanus sırtları ile ilişkili olan bölgeler için hesaplanan $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri.....	116
Şekil 36. (57) denklemi ile hesaplanan global gerilme azalımı dağılımı.....	120
Şekil 37. Değişik faylanma mekanizmaları için $\text{Log}E_S$ - M_S ilişkileri.....	122
Şekil 38. Değişik faylanma mekanizmaları için $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkileri.....	124

TABLULAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Deprem kataloğunun tamamlılık analizi.....	18
Tablo 2. Değişik dalma-batma kuşaklarının fiziksel özellikleri (Ruff and Kanamori, 1983; Jarrard, 1986; Fowler, 1990; Pacheco et al., 1993).....	36
Tablo 3. Değişik bölgelerde fay türlerine bağlı olarak hesaplanan ortalama görünür gerilme değerleri.....	102
Tablo 4. Değişik faylanma mekanizması gösteren depremler için hesaplanan M_S , M_E ve M_W magnitüdüleri.....	105
Tablo 5. Literatürden alınan bazı depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli, M_S ve m_b magnitüdüleri.....	107
Tablo 6. Tablo 5'de verilen bazı depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli, (70) ve (71) denklemleri ile hesaplanan M_E ve M_W magnitüdüleri.....	108

SEMBOLLER DİZİNİ

m_b	: Cisim dalgası magnitudü
M_S	: Yüzey dalgası magnitudü
I	: Şiddet
M_D	: Koda uzunluğu magnitudü
m_n	: Nuttli magnitudü
M_L	: Lokal magnitud
M_{UK}	: Türü bilinmeyen magnitud
M_E	: Enerji magnitudü
M_w	: Moment magnitudü
h	: Odak derinliği
E_S	: Sismik enerji
M_0	: Sismik moment
$\bar{\sigma}$: Görünür gerilme
$\Delta\sigma$: Gerilme azalımı
\bar{u}	: Yerdeğiştirme
μ	: Rijidite
L	: Fay uzunluğu
W	: Fay genişliği
A	: Fay alanı
τ	: Kaynma fonksiyonu uzunluğu
V	: Kırılma hızı

1.GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Levha tektoniği hipotezi, global tektonizma ve dünyanın sismik kuşakları üzerinde oluşan depremler arasındaki ilişkileri açıklamaktadır. Yaklaşık 70 yıllık bir geçmişe sahip olan levha tektoniği hipotezi kıtaların parçalanıp ayrılması (continental drift) fikriyle başlamıştır (Argand, 1922; Wegener, 1929; Du Toit, 1937). Levha tektoniğinin hızlı bir şekilde gelişmesinin en önemli sebeplerinden birisi, ikinci dünya savaşından sonra deniz jeolojisindeki gelişmelerdir. Bu konudaki çalışmalar Hess (1962) tarafından ortaya atılan ve Dietz (1963), Vine ve Matthews (1963), Morley ve Larochelle (1964), Hess (1965), Wilson (1965), Vine (1966), Pitman ve Heirtzler (1966) ve Sykes (1967) tarafından ayrıntılı olarak irdelenen okyanus-tabanı açılması fikriyle devam etmiştir. Levha tektoniğinin hızlı bir şekilde gelişmesinin diğer en önemli bir sebebi ise, 1960'lı yıllarda World Wide Standart Seismograph Network'unun (WWSSN) kurulmasından sonra, depremlerin episantır ve odaklarının daha duyarlı bir şekilde belirlenmeye başlanmasıdır (Gubbins, 1990). WWSSN verileri kullanılarak hazırlanan ilk global sismosite haritası depremlerin çok dar kuşaklarda olduğunu göstermiştir. McKenzie ve Parker (1967), levha tektoniği hipotezini kullanarak Kuzey Pasifik civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizmalarını ve diğer tektonik özellikleri açıklamaya çalışmışlardır. Isacks ve diğ. (1968), ilk kez sistematik olarak dünya çapındaki tektonik durumu açıklamak için levha tektoniğini kullandılar ve bunu yeni global tektonik (new global tectonics) olarak adlandırdılar. Levha tektoniği (plate tectonics) ismi ilk defa Vine ve Hess (1970) tarafından ortaya atılmıştır.

Sismoloji levha tektoniği tezinin ortaya atılmasında ve ispat edilmesinde önemli rol oynamıştır. Yerkürenin üst kısmında bulunan litosfer ve astenosfer katmanları ilk defa Barrell (1941) tarafından literatüre sunulmuştur. Kıtalarda yaklaşık 100 km ve okyanuslarda 50 km civarında kalınlığı olan litosfer, kabuk ve üst mantoyu kapsamaktadır. Bunun altında 700 km derinliğine kadar uzanabilen astenosfer, litosfere oranla daha fazla deforme olabilen malzemedir (Kulhanek, 1990). Levha tektoniğine

göre litosfer, astenosfer üzerinde hareket eden katı levhalardan meydana gelmiştir. Soğuk ve kırılan olan bu levhalar gerilmelerin birikmesi ile kırılabilecek ve dolayısıyla, depremler oluşturabilecek özelliktedirler (Gubbins, 1990). Dünyada yer alan levhaların en büyüğü Pasifik levhası olup, meydana gelen depremlerin büyük bir kısmı (Toplam etkinliğin yaklaşık % 80'i) bu levhanın tektonik hareketlerine bağlıdır. Ayrıca çok sayıda küçük levhalarda vardır. Levhalar arasındaki sınırlar; uzaklaşan sınırlar, yaklaşan sınırlar ve geçiş sınırları olmak üzere üç başlık altında toplanabilir (Fowler, 1990). Depremlerin büyük bir kısmı levha sınırlarında gözlenirse de, bu sınırlardan çok uzaklarda az sayıda levha içi depremler oluşabilmektedir (Lay ve Wallace, 1995).

Levha sınırları boyunca yer kürenin çeşitli derinliklerinde gerilmelerin birikmesi levha tektoniğinin en basitleştirilmiş şeklidir. Biriken gerilmeler kayacın direncini aştığı zaman deprem meydana gelir. Depremin gücünü veya büyüklüğünü gösteren çalışmalar, bu yüzyılın ortalarında kayıtçı aletlerin geliştirilmesi ile başlamıştır. Richter (1945), Standart Wood-Anderson Torsiyon Sismografında kaydedilen güney Kaliforniya depremleri için lokal magnitüd (M_L) skalasını geliştirmiştir. Daha sonraları, Gutenberg (1945a) 15° - 130° uzaklıklarında meydana gelen sığ odaklı depremler için 20 s periyotlu yüzey dalgalarından yüzey dalgası magnitüdünü (M_S) elde etmişlerdir. $M_S = \log A + 1.656 \log \Delta^\circ + 1.818$ şeklinde verilen bu ilişkide A, 20 s periyotlu dalganın genliğini ve Δ° ise episantr uzaklığını (derece) göstermektedir. Gutenberg (1945b), sığ depremleri dikkate alarak P, PP ve S dalgası fazlarını kullanarak cisim dalgası magnitüdünü (m_b) geliştirmiştir. $m_b = \log(A/T) + q(\Delta) + 0.1(m_b - 7) + C$ şeklinde gösterilen bu ilişkide, T periyodu, $q(\Delta)$ genlik-uzaklık düzeltmesini ve C istasyon düzeltmesini göstermektedir. Bu bağıntılardan görüleceği gibi, farklı frekanslara sahip dalgalar farklı genliklere sahip olacağından hesap edilecek magnitüd değeri sismik dalganın olduğu ortamla doğrudan ilişkili olmasına rağmen kaynak mekanizması, spektrası, soğurma, geometrik yayılım, dispersiyon, alet ve alıcının bulunduğu ortamın jeolojik özelliklerini içermez (Båth, 1981). Magnitüd belirleme konusundaki gelişmeler Båth (1966, 1973, 1981), Kárník (1968, 1973), Duda ve Nuttli (1974) ve Miyamura (1978) tarafından ayrıntılı olarak irdelenmiştir.

M_S magnitüdü 20 s periyotlu yüzey dalgaları için, m_b magnitüdü ise 1-10 s periyotlu cisim dalgaları için önerilmiştir. Çok büyük depremlerden sonra, uzun periyotlu sismog-

raflarda çok uzun peryotlu dalgalar kaydedilir. Bu depremler için 20 s peryotlu Rayleigh dalgasının genliğinden hesaplanacak M_S magnitüdü, maksimum 20 s peryotlu yüzey dalgası üretebilen bir deprem için hesaplanacak magnitüd kadar olacaktır (Kanamori, 1977). Bu yüzden, M_S magnitüdü bir depremin boyutunu tam olarak yansıtmayacaktır. Depremin kırılma boyutu magnitüd belirlemede kullanılan dalga boyunu aştığı zaman (genellikle 5-50 km) geleneksel Richter magnitüd skalasının duyarlılığı bozulacaktır. Geller (1976), $M_S=8.0$ ve $m_b=6.0$ civarında saturasyona uğradığını ve bu değerlerden daha büyük magnitüdülerin depremin boyutunu tam olarak yansıtmadığını ortaya koymuştur. Bu yüzden, çok büyük depremler için M_S magnitüdü kullanılarak ampirik formüller ile hesaplanacak olan moment ve enerji parametreleri depremin fiziksel boyutunu tam olarak yansıtmayacaktır. Bir depremin oluşumu ile ilgili fiziksel sürecin çok karmaşık olmasından dolayı, sadece basit bir parametre ile depremi tanımlamak çok zordur. Aletsel gelişmeler ve geliştirilen yeni teknikler, depremin oluşu esnasında odadaki hareketin mekaniği konusunda aydınlatıcı bilgiler sağlamıştır. Depremin büyüklüğünü gösteren önemli iki parametre sismik enerji (E_S) ve sismik momentdir (M_0). Reid (1910), 1906 San Fernando depreminde yaptığı gözlemlerle, depremin enerji ve momentle ilgisini ilk kez ortaya çıkarmıştır. Sismik enerji, kaynağın karmaşık olması durumunda birbirini takip eden şoklar üretebilen depremlerde daha büyüktür. Bu yüzden, enerjiyi belirleyebilmek için kaynaktaki faylanmanın bütün devrelerini bilmek gerekir. Sismik moment ise sadece deprem sonucunda ortaya çıkan net deformasyondan belirlenebilen statik bir parametredir (Kikuchi ve Fukao, 1988). Enerji zaman ve mekan ortamında integral alınarak hesap edildiğinden bütün frekansları içermelidir. Bu yüzden, sinyalin geniş band aletlerde kaydedilmiş olması hesaplanacak enerjinin daha duyarlı olmasını sağlayacaktır. Sismik moment ise, yüzey dalgalarının genlik spektrumundan düşük frekanslı olaylardan hesaplanır. Çünkü büyük peryotlu dalgalar ortamın karmaşık olmasından fazla etkilenmeyecektir (Fowler, 1990).

Kanamori (1977), enerji/moment oranını 5×10^{-5} ve gerilme azalımının 20-60 bar arasında olduğunu varsayarak, moment magnitüdünü (M_w) tanımlamıştır. Yüzey dalgası magnitüdü-enerji arasındaki doğrusal ilişkinin genel hali Richter (1958) tarafından verilmiştir. Choy ve Boatwright (1995), doğrudan sismogramlar üzerinden hesaplanan

enerjileri kullanarak, M_S magnitüdü yerine enerji magnitüdünü (M_E) hesaplamışlardır. Moment-magnitüd ve enerji-magnitüd arasında önerilen ampirik ilişkiler depremin büyüklüğünü kolayca ifade edebilmek için faydalı olabilir. Bu ifadeler depremlerin büyük bir kısmı için geçerliliğini korumaktadır. Yinede, çok büyük depremler için bu ilişkilerle hesaplanacak moment ve enerji değerleri doğru sonuçlar vermeyecektir. Son yıllarda geniş-bandlı sayısal kayıtçılarının gelişmesi ile depremin enerji ve momenti spektral yöntemlerle kolayca belirlenebilmektedir. Önceleri enerji ve moment, m_b ve M_S magnitüdülerinden ampirik olarak hesaplanmakta idi. Günümüzde ise, enerji ve moment doğrudan sismogramlar kullanılarak hesaplanabildiğinden, bir depremin boyutunu göstermede m_b ve M_S magnitüdülerinin yanısıra M_w ve M_E magnitüdüleri de yaygın olarak kullanılmaktadır.

Dünya üzerinde meydana gelmiş depremlere ait değişik parametrelerin bir arada bulunduğu homojen bir katalog mevcut değildir. Bu yüzden, sismolojide kullanılan yöntemlerin homojen olmayan bir deprem kataloğuna uygulanması, elde edilecek sonuçlar için birçok sakınca doğuracaktır. Bundan dolayı, sismolojide kullanılacak verinin aynı tür olması (örneğin kullanılan depremlerin aynı tür magnitüde sahip olması) istenir. Ancak, bu işlem pratikte mümkün olmadığından, geliştirilen ampirik ilişkiler kullanılarak katalogların homojen hale getirilmesi yoluna gidilir. Her ne kadar bu tür bir yaklaşım beraberinde bazı hataları doğursada, elde edilecek sonuçların relatif bir değerlendirmesi yapılacağından sonuçta yararlı olacaktır.

Depremlere ve nükleer patlatmalara ait m_b - M_S değerleri birlikte çizildiğinde, bu iki kaynak türü birbirlerinden kolayca ayırt edilebilmektedir (Davies, 1971; Gupta ve diğ., 1972; Nowroozi, 1986). Nükleer patlatmaların kaynak-zaman fonksiyonları çok kısa olduğundan, enerji spektrumu yüksek frekanslarda daha zengin olduğundan m_b değeri beklenenden çok daha büyük hesap edilecektir. Bu yüzden, yüksek m_b değerlerine karşın, daha küçük M_S değerlerine sahip olan nükleer patlatmalar istatistiksel olarak kolayca depremlerden ayırt edilecektir. Bir deprem, heterojen bir faylanma yüzeyinde meydana geliyor ve kaynak-zaman fonksiyonu düzensiz ise karmaşık ve homojen bir faylanma yüzeyinde meydana geliyor ise basit deprem olarak adlandırılmaktadır. Gupta ve Rastogi (1972), CGS (Canadian Geological Survey) tarafından rapor edilen depremleri

inceleyerek, basit depremlerin M_S değerlerinin karmaşık olaylara göre daha küçük olduğunu ve küçük M_S değerlerine karşılık daha büyük m_b değerlerine sahip olduğunu gözlemişlerdir.

Kayaçlarda biriken gerilmeler kayacın direncini aştığı zaman kayaç kırılmakta ve dolayısıyla, deprem meydana gelmektedir. Başlangıçtaki gerilme ile deprem sonrasındaki gerilmenin ortalaması görünür gerilme ($\bar{\sigma}$) ve iki gerilme arasındaki fark ise, gerilme azalımı ($\Delta\sigma$) olarak tanımlanmaktadır (Kanamori, 1970). Gerilme azalımı, görünür gerilme ve fay parametreleri arasında önerilen değişik ilişkiler Bölüm 2.4'de ayrıntılı olarak incelenmiştir. Yerkürede gerilme seviyesinin bilinmesi sismik risk veya hazard hesaplamaları için çok önemlidir. Çeşitli araştırmacılar depremlerin odak mekanizması çözümlerine bağlı olarak değişik bölgelerde veya global olarak oluşan depremler için görünür gerilme ve gerilme azalımını hesaplayarak, yerkürenin gerilme dağılımını incelemişlerdir (Richardson ve Solomon, 1977; Fukao ve Furomoto, 1979; Snoke ve diğ., 1983; O'Neill, 1984; Scherbaum ve Kisslinger, 1984; Dysart ve diğ., 1988; Main ve Burton, 1990; Yılmaztürk, 1992; Choy ve Boatwright, 1995).

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın yapılma amacı kısaca dört ana başlık altında toplanabilir.

1) Dünyanın farklı bölgelerinde veya tüm dünyada oluşan depremler için hazırlanan deprem katalogları, değişik türden deprem kaynak parametrelerini içermektedir. Aynı türden bir kaynak parametresi için hazırlanmış ve mümkün olduğunca çok sayıda depremi kapsayan homojen bir katalog mevcut değildir. Sismolojide kullanılan istatistiksel metodların homojen olmayan bir kataloğa uygulanması makul olmayan sonuçların yorumunu getireceğinden, kataloğun homojen olarak hazırlanması gerekmektedir. Ancak, bu işlem pratikte mümkün olmadığından dolayı, değişik kaynak parametreleri arasında doğrusal ilişkiler geliştirilmek suretiyle kataloğun homojen hale getirilmesi yoluna gidilir. Dünyanın farklı bölgeleri farklı sismotektonik özellik göstermektedir. Bu yüzden, bölge farkına bakılmaksızın tüm dünyada oluşan depremler için geliştirilecek doğrusal ilişkilerle hazırlanacak homojen katalog tam olarak duyarlı olmayacaktır. Bu çalışmada, dünyanın farklı sismojenik bölgeleri için değişik kaynak parametreleri arasında geliştirilecek

doğrusal ilişkilerle çok sayıda depremi içeren homojen global deprem kataloğunun hazırlanması hedeflenmektedir.

2) Bir deprem kaynağı basit veya karmaşık bir kırılma göstermektedir. Sadece bir depremin magnitüd bilgilerinin olduğu veya gürültülü tek istasyon kayıtlarının bulunduğu durumlarda, istatistiksel olarak depremin kırılma şeklini belirlemenin mümkün olup olmayacağı araştırılacaktır. Bu konuda literatürde yayınlanan istatistiksel metodun geçerliliği, literatürde kaynak-zaman fonksiyonu çözümleri yapılan depremler dikkate alınarak test edilmesi hedeflenmektedir. Basit ve karmaşık kırılmaların faylanma türleri ve değişik tektonik yapılar ile olan ilişkileri irdelenecektir.

3) Literatürde değişik deprem kaynak parametreleri arasında değişik doğrusal ilişkiler önerilmiştir. Bu ilişkiler kullanılarak herhangi bir parametre için hesaplanan değerler büyük farklılıklar göstermektedir. Bu çalışmada, son yıllarda oluşan depremleri içeren daha fazla deprem verisi kullanmak suretiyle, değişik kaynak parametreleri arasında doğrusal ilişkilerin geliştirilmesi hedeflenmektedir. Elde edilecek ilişkiler literatürde daha önce bu konuda yapılan çalışmalarla karşılaştırılarak, ilişkiler arasındaki benzerlik ve farklılıklar irdelenecektir.

4) Değişik faylanma mekanizması gösteren veya farklı tektonik kuşaklar üzerinde meydana gelen depremlerin kaynak parametreleri farklılık göstermektedir. Faylanma türünün ve tektonizmanın kaynak parametrelerinin üzerine etkisini irdellemek için, farklı fay türleri ve farklı bölgeler için değişik kaynak parametreleri arasında doğrusal ilişkilerin hesaplanması hedeflenmektedir. Elde edilecek ilişkilerle faylanma türüne bakılmaksızın tüm depremler için geliştirilen ilişkiler karşılaştırılmak suretiyle, ilişkiler arasındaki farklılıkların araştırılması amaçlanmaktadır.

1.3. Çalışmada Kullanılan Deprem Verisi

Bu çalışmada global depremlerin genel dağılımını irdellemek için iki ayrı katalog kullanılmıştır. USGS-NEIC tarafından hazırlanan CD-ROM'dan alınarak oluşturulan ilk katalog (deprem kataloğu); depremlerin tarihlerini, oluş zamanlarını, magnitüd türlerini ve şiddetlerini içermektedir. Depremlerin tarih, oluş zamanları ve magnitüd bilgilerinin yanısıra fay düzlemi çözümlerini, enerji ve moment bilgilerini içeren ikinci katalog;

litaratürde yayınlanan makalalardan, BSSA dergisinde yayınlanan aylık raporlardan, Tokyo ve Harvard Üniversiteleri tarafından çözümleri yapılmış ve Internette kullanıcıya açık olan deprem kataloglarından derlenerek oluşturulmuştur.

1.3.1 Deprem Kataloğu

Bu veri, United States Geological Survey-National Earthquake Information Center (USGS-NEIC) tarafından hazırlanmış olan ve Eylül 1994'de piyasaya sürülen "Global Hypocenter Data Base" kompakt diskinden (CD-ROM) alınmıştır. Bu CD'de, M.Ö. 2100 - M.S. 1992 yılları arasında meydana gelmiş olan 915655 deprem hakkında bilgilerin yer aldığı 40 adet değişik lokal ve global katalog vardır. Bu katalogların bazıları yayınlanmış olan makalelerden ve NEIC tarafından hazırlanmış olan manyetik teyplerden alınarak oluşturulmuştur. Katalogların bazıları ise, USGS ve National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) tarafından hazırlanmıştır. Bu kataloglarda her bir depremin tarihi, oluş zamanı, koordinatları, mevcut olan magnitüd türleri (m_b : cisim dalgası magnitüdü, M_S : yüzey dalgası magnitüdü, M_L : lokal magnitüdü, M_D : koda uzunluğu magnitüdü, m_n : Nuttli magnitüdü, M_w : moment magnitüdü, M_{UK} : türü bilinmeyen magnitüd) ve şiddeti hakkında bilgiler yer almaktadır.

CD'de tüm dünyada meydana gelen depremlerin yer aldığı yalnız 9 adet katalog (ABE, BCIS, BDA, GREAT, GUTE, ISS, ISSN, P&S ve PDE) vardır. Diğer kataloglar ise sadece dünyanın bazı bölgelerinde oluşan depremleri içermektedir. Kullanılan bu katalogların her birisi CD'den alınırken, aynı bölgede meydana gelen oluşum zamanları arasında 10 sn'den az ve episantr noktaları arasında 15 km'den az fark bulunan depremler aynı deprem olarak kabul edilerek elemine edilmiştir. Kullanılan kataloglar içerikleri bakımından aşağıda irdelenmiştir.

a) ABE Kataloğu: Abe (1981, 1982, 1984), Abe ve Kanamori (1979) ve Abe ve Noguchi (1983a, 1983b) tarafından hazırlanmış olan bu katalogda 1897-1980 yılları arasında oluşan 1614 adet deprem hakkında bilgiler yer almaktadır. Depremler için sadece m_b ve M_S magnitüdüleri hakkında bilgi verilmiştir. Kataloğun % 80'inde mevcut olan m_b magnitüdü 6.0-8.3 ve % 71 oranında mevcut olan M_S magnitüdü ise 6.2-8.6 aralığında

değişmektedir. Katalogda yer alan depremlerin yarısı için (% 51) derinlik bilgisi verilmiş olup, en derin deprem 700 km'de meydana gelmiştir. 1904'e kadar olan depremlerin hiç birisi için derinlik bilgisi yoktur. 1963 yılından sonra meydana gelen depremlerin tümünde ise derinlik bilgileri vardır. Katalogda yer alan depremlerin hiç birisinin şiddeti hakkında açıklama verilmemiştir.

b) BCIS Kataloğu: BCIS (Bureau Central International Seismologique) tarafından hazırlanmış olan bu katalog, 1935 yılında ve 1950-1975 yılları arasında dünyada meydana gelen 6443 depremi içermektedir. Katalogda yer alan depremlerin magnitüd bilgisi sınırlı olup, depremlerin % 7'lik bir bölümü için magnitüd bilgisi mevcuttur. Magnitüd türü verilen 2 depremin (m_b magnitüdü verilmiş) dışındaki depremlerin magnitüd türleri hakkında bir açıklama belirtilmemiş olup, verilen magnitüdüler 2.10-8.25 aralığında değişmektedir. Maksimum 700 km odak derinliğinde meydana gelen depremleri içeren katalogun % 6'sında derinlik bilgisi ve % 11'inde ise şiddet bilgisi mevcuttur.

c) BDA Kataloğu: 1897-1977 yılları arasında dünyada meydana gelen 1489 depremin yer aldığı katalog, Båth ve Duda (1979) tarafından hazırlanmıştır. Katalogdaki depremlerin tümü için derinlik ve magnitüd bilgisi verilmekle beraber, magnitüdülerin türü hakkında bir açıklama yoktur. Maksimum 685 km odak derinliğinde oluşan ve magnitüdüleri 7.0-8.9 aralığında değişen depremlerin hiç birisi için şiddet bilgisi verilmemiştir.

d) GREAT Kataloğu: Kanamori (1977) tarafından hazırlanan katalogda 1904-1977 yılları arasında dünyada oluşan büyük magnitüdü 72 adet deprem hakkında bilgiler yer almaktadır. Katalogda yer alan depremlerin tümü için M_S magnitüdüleri, % 22'si için m_b magnitüdüleri ve % 70'i için ise M_w magnitüdüleri verilmiş olup, m_b magnitüdü 7.3-8.1, M_S magnitüdü 7.5-8.7 ve M_w magnitüdü 7.2-9.0 aralığında değişmektedir. Katalogda yer alan depremlerin hiç birisi için derinlik ve şiddet bilgisi verilmemiştir.

e) GUTE Kataloğu: Gutenberg ve Richter (1956) tarafından hazırlanmış olan bu katalog 1904-1952 yılları arasında dünyada oluşan depremlerden 4158 tanesini içermektedir. Katalogda yer alan depremlerin ikisinin dışında kalanların tümü için magnitüd bilgisi verilmiştir. Fakat bu magnitüdülerin türü hakkında herhangi bir açıklama yoktur. 5.0-8.6 magnitüd aralığında değişen depremlerin % 41'i için derinlik bilgisi mevcuttur. Bu

derinlikler 30-700 km aralığında değişmektedir. Katalogda yer alan depremlerin hiç birisi için şiddet bilgisi verilmemiştir.

f) ISS Kataloğu: International Seismological Summaries (ISS) tarafından hazırlanan dünya çapındaki depremlerin yer aldığı ikinci büyüklükteki katalog, 1913-1963 yılları arasında oluşan 17868 depremi içermektedir. Kataloğu oluşturan depremlerin % 53'ünde magnitüd bilgisi mevcut olup, magnitüdlerin türü hakkında her hangi bir açıklama yoktur. 5.2-7.75 magnitüd aralığında değişen depremlerin % 25'i için derinlik bilgisi verilmiş olup, en derin deprem 690 km'de meydana geldiği belirtilmiştir. Katalogdaki depremlerin % 6'sı için şiddet bilgisi verilmiştir.

g) ISSN Kataloğu: Bu katalog önceleri ISS tarafından 1918-1959 yılları arasında dünyada meydana gelen depremlerin episantr dağılımlarını göstermek için hazırlanmıştır. Daha sonraları katalog, NOAA tarafından bazı magnitüdlere içerecek şekilde modifiye edilmiş ve sonuçta 16309 adet deprem hakkında bilgi verilmiştir. 1950 yılına kadar olan depremler için herhangi bir magnitüd bilgisi verilmemiştir. 1950'den sonra meydana gelen depremler için verilen magnitüd bilgisi toplam katalogun % 6'sı civarındadır. 4.5-8.7 aralığında değişen magnitüdlerin türü hakkında herhangi bir açıklama yoktur. Katalogda bulunan en derin deprem 667 km'de oluşmuş ve sadece katalogun % 10'u için derinlik bilgisi mevcuttur. Ayrıca depremlerin şiddeti hakkında herhangi bir bilgi verilmemiştir.

h) P&S Kataloğu: Pacheco ve Sykes (1992) tarafından hazırlanan katalogda 1900-1989 yılları arasında dünyada meydana gelmiş olan büyük magnitüdü ve odak derinlikleri sığ olan 695 adet deprem yer almaktadır. Depremlerin tümü için verilen M_S magnitüdlere 7.0-8.6 ve M_W magnitüdlere 6.63-8.99 değişmektedir. Sığ depremlerin yer aldığı (maksimum odak derinliği 66 km) katalogun yarıya yakınında (% 47) derinlik bilgisi mevcuttur ve depremlerin hiç birisi için şiddet bilgisi verilmemiştir.

i) PDE Kataloğu: Global olarak dünyada oluşan depremlerin yer aldığı en büyük katalog olup, 1868-1992 yılları arasında dünyada meydana gelen 263888 adet deprem verisini içermektedir. Bu katalogda yer alan depremlerin büyük bir kısmı USGS tarafından aylık olarak yayınlanan PDE (Preliminary Determination of Epicenters) raporlarından derlenmiştir. Depremlerin bazıları ise NOAA tarafından hazırlanmıştır. Katalogda yer alan depremlerin % 57'si için m_b (1.0-7.3), % 8'i için M_S (1.0-7.4), % 5'i için M_D (1.0-6.0),

% 16'sı için M_L (1-7.4), % 0.6'sı için m_n (1.0-6.1) bilgisi ve yaklaşık % 2'si içinde hangi türden olduğu belirtilmemiş olan magnitüd değerleri (M_{UK}) vardır. Katalogda yer alan depremlerin % 97'si için derinlik bilgisi mevcut olup, en derin depremin odak derinliği 700 km'dir. Katalogdaki depremlerin sadece % 6'lık bir bölümü için şiddet bilgisi verilmiştir. Katalogda 1928'den önce, 1868 ve 1920'de oluşmuş iki deprem hakkında bilgiler yer almaktadır. 1928'den 1992'ye kadar olan depremlerin büyük bir bölümü katalogda yer almaktadır. 1934 yılına kadar olan depremlerin hiç birisinde derinlik bilgisi yoktur. 1934-1960 yılları arasında meydana gelen depremlerin bazıları için, 1960'dan sonraki depremlerin tümü için derinlik bilgisi verilmiştir. 1962 yılına kadar olan depremlerin büyük bir bölümünün magnitüd türü belirtilmezken, bazı depremler içinde M_L magnitüdüleri verilmiştir.

Yukarıda içerikleri açıklanan dokuz katalogun tümü CD'den okutularak yukarıda belirtildiği gibi, oluşum zamanları arasında 10 sn'den az ve episantr noktaları arasında 15 km'den az fark bulunan depremler aynı deprem olarak kabul edildiğinden, ayrıca PDE katalogu baz olarak alındığından hem PDE katalogunda hemde diğer kataloglarda yer alan depremler elemine edilmiştir. Sonuçta bu çalışmada kullanılan 296739 depremin yer aldığı deprem katalogu elde edilmiştir. Bu katalogunun büyük bir kısmı PDE katalogundan, PDE katalogunda yer almayan depremler ise diğer 8 katalogdan alınmıştır. Katalogda yer alan 202120 depremin magnitüd ve şiddet bilgisi mevcuttur. Hangi depremlerin hangi oranlarda hangi kataloglardan alındığı aşağıda irdelenmiştir.

-Oluşturulan katalogda 1896-1992 yılları arasında oluşan depremler yer almaktadır. Bu depremlerden 1868, 1920 yıllarında iki deprem ve 1928'den sonraki depremler PDE katalogundan, 1928 yılına kadar olan depremler ise ABE, BDA, GREAT, GUTE, ISS, ISSN ve P&S kataloglarından alınmıştır.

-Oluşturulan katalogda yer alan depremlerin yaklaşık olarak yarısı için (151384) m_b magnitüd bilgisi mevcuttur. Bu depremlerden 150881 tanesi PDE katalogundan, geriye kalan m_b magnitüdü verilmiş 503 deprem ise ABE ve GREAT kataloglarından alınmıştır.

-Oluşturulan katalogda yer alan depremlerin % 88'i için derinlik bilgisi mevcut olup, bu depremlerden 254803 tanesi PDE katalogundan geriye kalan 3359 deprem ise ABE, BCIS, GUTE, ISS, ISSN ve P&S kataloglarından alınmıştır. Bu kataloglarda yer alan ve

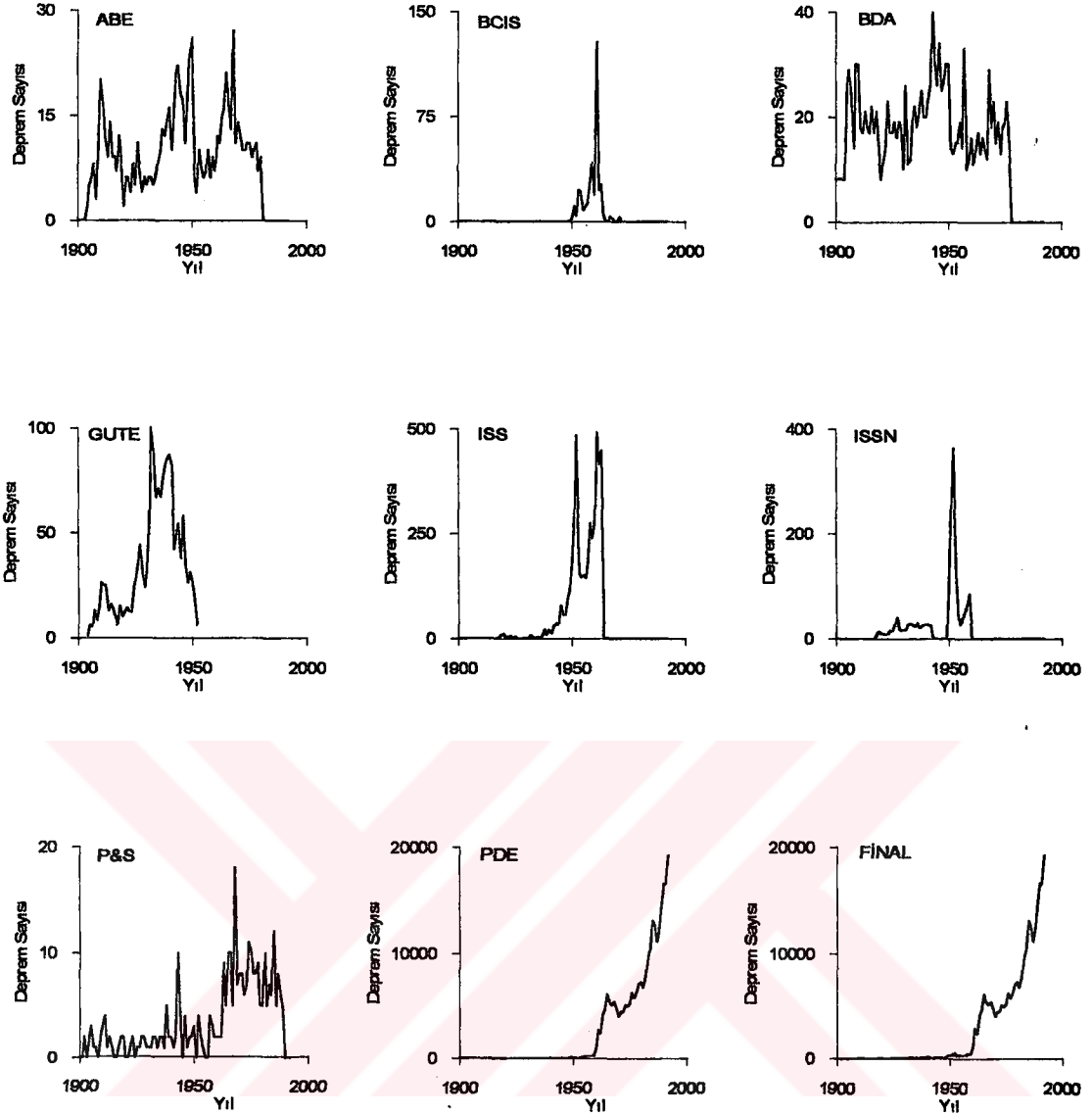
derinlikleri bilinen depremlerin sayısı zamana bağılı olarak Şekil 1’de çizilmiştir. GREAT kataloğunda yer alan depremlerin hiç birisinin derinlik bilgisi olmadığından bu şekilde gösterilmemiştir. ABE kataloğunda 1904 yılına kadar derinlik bilgisi olan herhangi bir deprem yer almamaktadır. BCIS kataloğunda yeralan 1950-1975 yılları arasında oluşan depremlerin bazıları için derinlik bilgisi verilmiştir. BDA kataloğunda yer alan depremlerin tümü için derinlik bilgisi mevcuttur.. 1904-1950 yılları arasına oluşan depremleri içeren GUTE kataloğundaki depremlerin derinlik bilgisi 1932-1950 yılları arasında, diğer yıllara oranla daha fazladır. ISS kataloğunda yer alan 1917-1938 yılları arasında oluşmuş çok az depremin derinlik bilgisi bilinmekte iken, depremlerin derinlik bilgisi 1938-1963 arasında yoğunlaşmaktadır. ISSN kataloğunda derinliği bilinen depremler 1918-1942 ve 1949-1959 yılları arasında oluşmuştur. P&S kataloğunda birkaç yıl hariç, diğer yıllarda derinliği bilinen depremler rapor edilmiştir. PDE ve Final kataloğunda (homojen deprem kataloğu) 1960 yılından sonra depremlerin derinlik bilgisinde doğrusal bir artış vardır. Final kataloğunda her yıl derinliği bilinen depremler yer almaktadır.

- M_D , M_L ve m_n magnitudü belli olan depremler sadece PDE kataloğunda verildiğinden bu katalogdan alınmıştır. Bu depremler PDE kataloğunda olduğu gibi M_D :1.0-6.0, M_L :1.0-7.4 ve m_n :1.0-6.1 aralığında değişmektedir.

-PDE kataloğunda yer almayan fakat yeni katalogda yer olan 395 adet M_w magnitudü verilmiş olan depremler ABE, GREAT ve P&S kataloglarından alınmıştır.

-Oluşturulan katalogun yalnızca % 8’lik bir kısmında yer alan M_S magnitudü bilinen depremlerin 21399 tanesi PDE kataloğundan, 1275 tanesi ise ABE, GREAT ve P&S kataloglarından alınmıştır.

-Oluşturulan deprem kataloğunda yer alan, fakat magnitud türleri hakkında herhangi bir bilgi verilmeyen 8390 depremden 5366 adeti PDE kataloğundan, geriye kalan 3024 deprem ise BCIS, BDA, GUTE, ISS ve ISSN kataloglarından alınmıştır. Yine bu katalogda 16896 deprem için şiddet bilgisi vardır. Bu depremlerden 15552 tanesi PDE, geriye kalan 1344 deprem ise BCIS ve ISS kataloglarından alınmıştır.



Şekil 1. Deprem kataloğunun hazırlanmasında kullanılan değişik kataloglardaki derinliği bilinen depremlerin deprem sayısı-zaman dağılımı.

1.3.2. Odak Mekanizması Çözümleri Kataloğu

Bu veri, literatürde deprem odak mekanizması çözümlerinin yayınlandığı makalelerden (Ek 1), 1982-1996 yılları arasında BSSA (Bulletin Seismological Society of America) dergisinin 'Seismological Notes' bölümünde çözümleri yayınlanan depremlerden, Tokyo ve Harvard Üniversiteleri tarafından CMT (Centroid Moment Tensor) çözümleri yapılan ve Internette kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Bu veriler,

tarih ve oluş zamanlarına göre sıraya dizilerek yeni bir katalog hazırlanmıştır. Bu katalogda depremlerin tarihleri, oluş zamanları, koordinatları, magnitüdüleri, enerjileri, momentleri ve fay düzlemlerinin parametreleri yer almaktadır. Hangi bilgilerin ne oranda katalogda yer aldığı aşağıda irdelenmiştir.

Katalog, 1900-1996 yılları arasında dünyada meydana gelen 10608 adet deprem hakkında bilgiler içermektedir. Bu katalogda yer alan depremlerin maksimum derinliği 700 km olup, depremlerin tümü için derinlik bilgileri kataloğa işlenmiştir. 1958-1996 yılları arasında oluşan 742 depremin enerji bilgisi mevcuttur. Bu depremlerden 675 tanesinin fay düzlemi çözümleri bilinmektedir. Depremlerden 10452 tanesinin momentleri katalogda yer almaktadır. Katalogda yer alan depremlerin m_b magnitüdüleri 4.1-7.6 ve M_S magnitüdüleri 2.4-8.6 arasında değişmektedir. M_S magnitüdü 5.0'den büyük olan 4075 depremin moment ve odak mekanizması çözümleri mevcuttur. 9880 depremin fay düzlemi parametreleri bilinmekte olup, bunlardan 5517 tanesinin M_S ve m_b magnitüdülerinin her ikisinde katalogda verilmiştir.

1.4. Tamamlılık Analizi

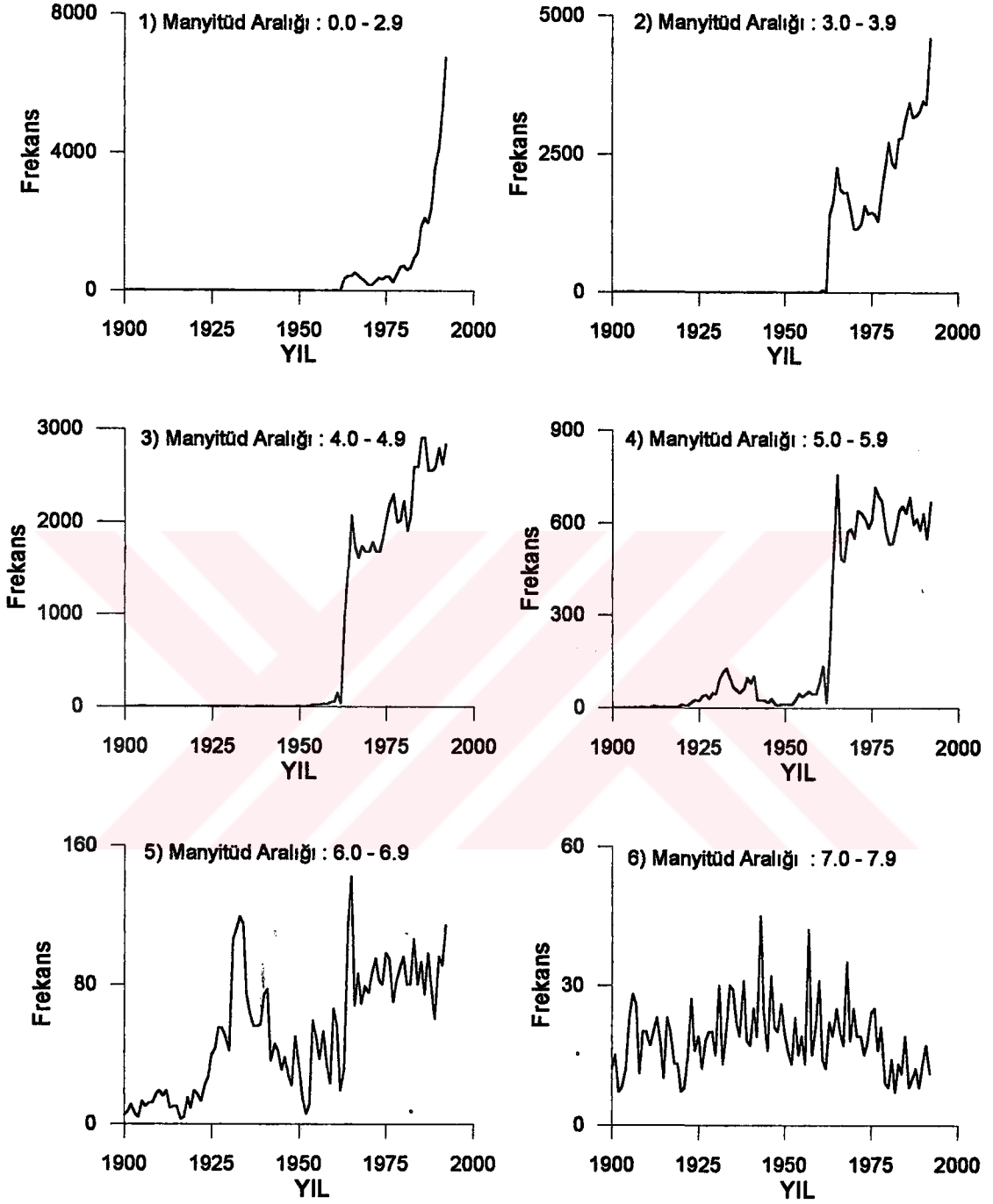
Tamamlılık (completeness), herhangi bir bölge için belirli bir zaman ve magnitüd aralığında yer alan depremlerin, deprem sayısı-zaman dağılımının irdelenmesidir. Magnitüde bağlı olarak belirli zaman aralıklarında oluşan deprem sayılarının hesaplanması ile elde edilen deprem sayısı-zaman ilişkileri kullanılarak, bir katalogun hangi yıllar ve magnitüdüler aralığında sürekli olduğu araştırılır. Tamamlılık analizi, Gutenberg-Richter tarafından geliştirilen $\log N = a - bM$ ilişkisi kullanılarak yapılabilir. Burada M , magnitüdü, N ; deprem sayısını a ve b ise sabit katsayıları göstermektedir. Gutenberg-Richter ilişkisi, bir katalogun hangi magnitüdüler arasında hangi yıllarda tamam olmadığını yansıtmaz ve sadece, belli bir zaman periyodunda hazırlanan katalogun hangi manyitüdüler arasında tamam olduğunu gösterir. Gutenberg-Richter ilişkine göre katalog, herhangi bir magnitüd aralığında tamam görünebilir. Ancak, deprem sayısı zamanın fonksiyonu olarak çizildiğinde ilgilenilen magnitüd aralığındaki depremler bazı yıllarda meydana gelmemiş olabilir. Bu çalışmada, 1900-1992 arasında ki tüm yıllarda hangi magnitüd aralığında yer alan depremlerin oluştuğu araştırılmıştır. Bu yüzden, bu çalışmada tamamlılık analizi, bir yıl

zaman aralığı kullanılarak değişik magnitüd aralıklarında oluşan depremlerin sayısı hesaplanmak suretiyle, deprem sayısı (frekans)-yıl (zaman) grafikleri hazırlanarak yapılmıştır.

1900-1992 yılları arasında yer alan depremler için, bir yıl zaman ve değişik magnitüd aralıklarında hesaplanan zaman-frekans ilişkileri Şekil 2'de grafikleştirilmiştir. Bu işlem, seçilen magnitüd aralığında her bir yıla ait toplam deprem sayısının hesaplanması anlamını taşımaktadır. Örneğin Şekil 2.1'de verilen grafikte her bir yıl için 0.0-2.9 magnitüd aralığında yer alan depremlerin sayısı zamana bağlı çizilmiştir. Şekil 2.1, 2.2 ve 2.7'de 1960 yılından önce sınırlı sayıda sismograf ağının olmasından dolayı, magnitüdü 4.0'den küçük olan çok az sayıda deprem kaydedilmiştir. Bu yıldan sonra, World Wide Standart Seismograph Network'unun (WWSSN) kurulmasından dolayı, rapor edilen deprem sayısında doğrusal bir artışın olduğu gözlenmektedir (Burton, 1978). Ayrıca magnitüdü 4.0'den küçük olan depremlerde kaydedilmeye başlanmıştır.

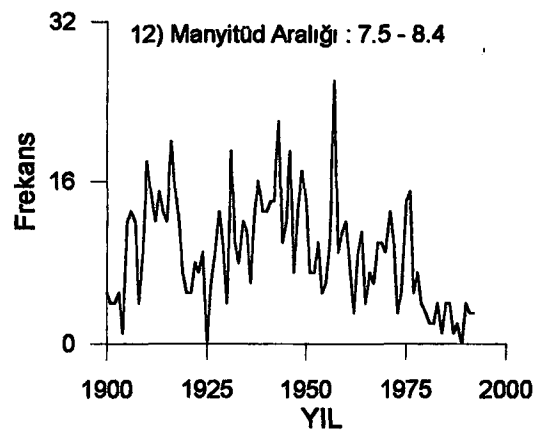
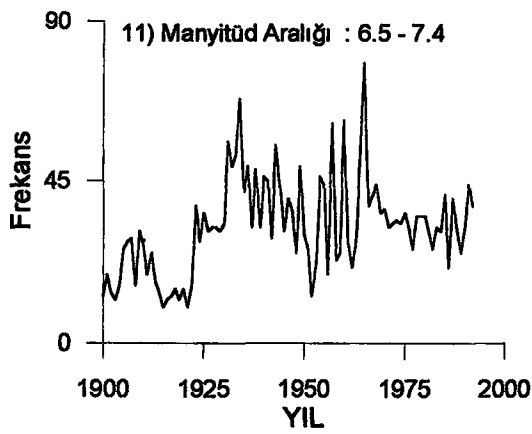
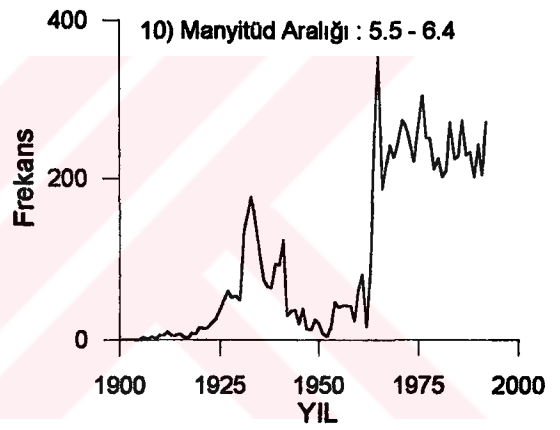
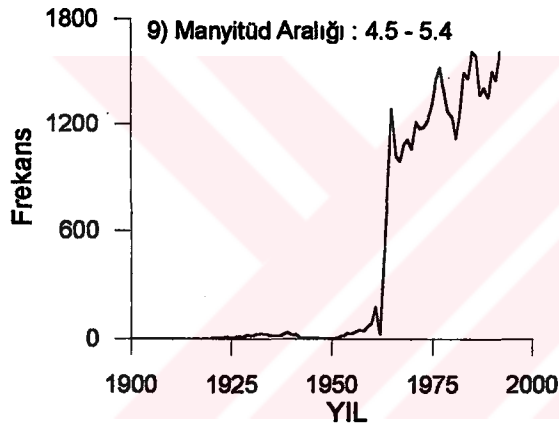
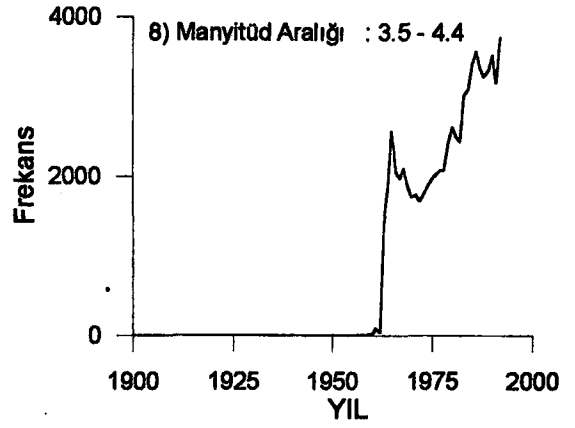
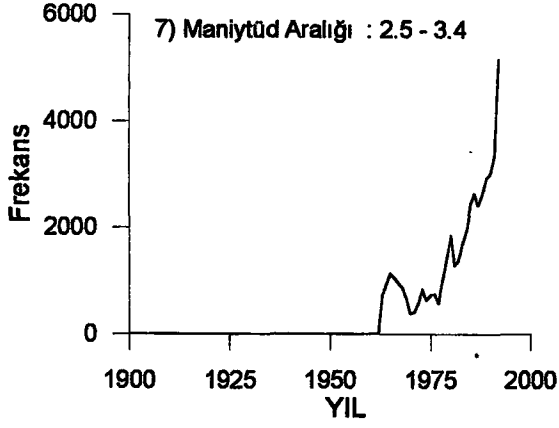
Katalogun seçilen zaman ve magnitüd aralığında tamam olabilmesi için, hesaplanan zaman-frekans eğrisinin sürekli olması ve eğrinin maksimum ve minimum noktaları arasında çok büyük bir fark olmaması gerekmektedir. Şekil 2.1, 2.2, 2.3, 2.7, 2.8, 2.9 ve 2.10'da çizilmiş olan grafiklerde eğrilerin dikkate alınan magnitüd aralıkları için sürekli olmadığı gözlenmiştir. Şekil 2.13'de 4.0-9.0, Şekil 2.16'da 3.5-8.5 ve Şekil 2.17'de 4.5-8.5 magnitüd aralıkları için hesaplanan grafikler sürekli olmasına rağmen maksimum ve minimum noktalar arasındaki fark (1960 öncesi ve sonrasında rapor edilen depremlerindeki fark) çok büyüktür. Şekil 2.14'de 5.0-9.0 Şekil 2.18'de 5.5-8.5 magnitüd aralıkları için sürekli eğriler elde edilmiştir. Ayrıca 6.5-7.4, 7.5-8.4, 6.0, 6.9 ve 7.0-7.9 magnitüd aralıkları içinde sürekli grafikler gözlenmiştir. Değişik magnitüd aralıkları için deprem kataloguna uygulanan analizin sonuçları Tablo 1'de verilmiştir.

Değişik alternatifler için çizilen grafikler ve Tablo 1'de özetlenen sonuçlar ışığında katalogda yer alan depremlerin 5.0-9.0 arasındaki yüzey dalgası magnitüdü değerleri için tamam olduğu ve daha küçük değerler için tamam olmadığı görülmektedir. İlerideki bölümlerde global depremlerin genel karakteristiğini irdelemek için yapılacak analizlerde $M_S \geq 5.0$ olan sığ depremlerin kullanılmasına karar verilmiştir.

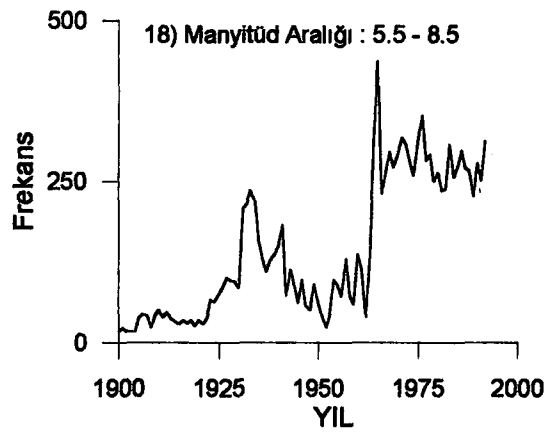
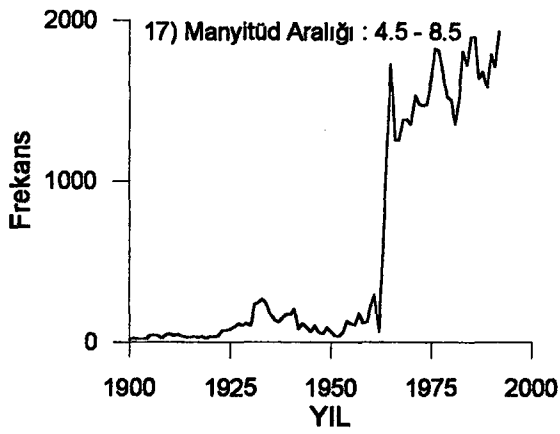
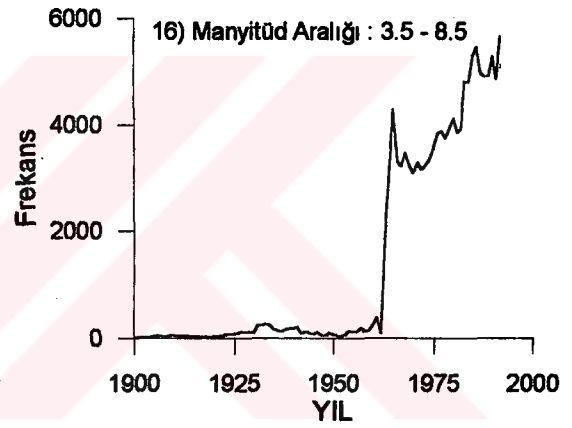
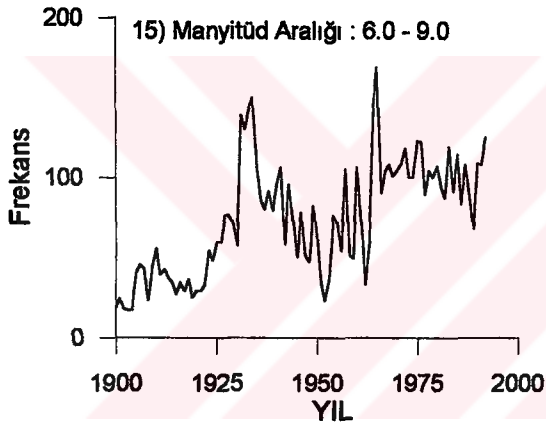
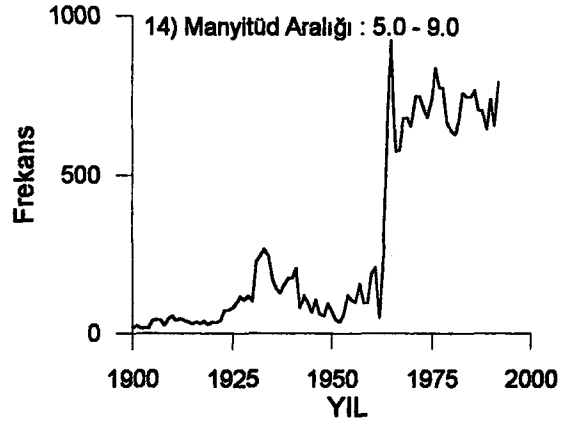
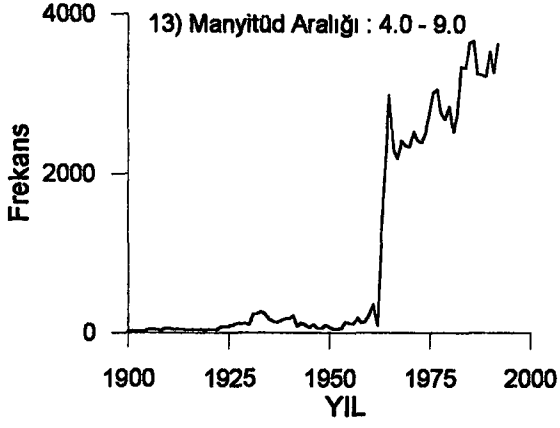


Şekil 2. 1 yıl zaman aralığında değişik manyitüdüler için hesaplanan zaman-deprem sayısı dağılımı.

Şekil 2' nin devamı



Şekil 2' nin devamı



Tablo1. Deprem kataloğunun tamamlılık analizi.

M_S Magnitüd aralığı	Tamam olduğu yıllar
$4.0 \leq M_S \leq 4.9$	33 yıl (1960-1992)
$4.5 \leq M_S \leq 5.4$	38 yıl (1955-1992)
$5.0 \leq M_S \leq 5.9$	63 yıl (1930-1992)
$5.5 \leq M_S \leq 6.4$	63 yıl (1930-1992)
$6.0 \leq M_S \leq 6.9$	93 yıl (1900-1992)
$6.5 \leq M_S \leq 7.4$	93 yıl (1900-1992)
$7.0 \leq M_S \leq 7.9$	93 yıl (1900-1992)
$7.5 \leq M_S \leq 8.4$	93 yıl (1900-1992)
$5.0 \leq M_S \leq 9.0$	93 yıl (1900-1992)
$6.0 \leq M_S \leq 9.0$	93 yıl (1900-1992)

1.5. Global Levha Tektoniği ve Depremsellik

Sismoloji, levha tektoniği teorisinin ortaya atılmasında ve ispatında önemli bir yer kapsamaktadır. Levha tektoniğinde, yerkürenin enüst kısmı deformasyon özellikleri farklı olan litosfer ve astenosferden oluşmaktadır. En üstte, katı özellik gösteren litosfer yaklaşık kıtalarda 100 km ve okyanuslarda 50 km kalınlığında olup, kabuk ve üst mantoyu içermektedir. Daha altta astenosfer olarak adlandırılan tabaka 700 km derinliğine kadar uzanır ve litosfere oranla daha fazla deforme olabilen malzemeden oluşmuştur (Kulhanek, 1990). Yer kürenin derinlerinde yer alan yüksek sıcaklık ve basıncın etkisiyle astenosferin viskozitesi yüksektir (Fowler, 1990). Levha tektoniğinin temel prensibine göre, litosfer astenosfer üzerinde hareket eden az sayıdaki katı levhalardan oluşmaktadır. Bu levhalar, depremlerin oluşmasını sağlayan soğuk ve kırılğan özellikteki malzemeden meydana gelmiştir (Gubbins, 1990). Levha hareketlerinde meydana gelen deformasyonların çoğu levhaların kenarında veya levhalar arasındaki sınırlarda meydana gelmektedir (Kulhanek, 1990).

Litosferi oluşturan başlıca levhalar ve bu levhaların sınırında yer alan tektonik kuşaklar Şekil 3'de gösterilmiştir. Ana levhaların en büyüğü Pasifik Levhası olup, diğer büyük levhalar Avrasya Levhası, Kuzey Amerika Levhası, Güney Amerika Levhası, Hindistan-Avustralya Levhası, Antartika Levhası ve Nazca Levhası şeklinde sıralanabilir. Ayrıca, Arap, Cocos, Caribbean, Anadolu, Ege ve Hazar Levhaları gibi çeşitli büyüklükte küçük levhalarda vardır. Depremler genelde bu sınırlar boyunca oluşan tektonik

hareketlere bağılı olarak gelişir. Levhalar arasındaki sınırlar üç ana başlıkta toplanabilir (Fowler, 1990):

a) Uzaklaşan (divergent) sınırlar; Levhalardan biri diğlerinden uzağa doğru hareket eder. Bu sınırlarda yeni levha malzemesi manto tarafından oluşturulur ve litosfere eklenir. Uzaklaşan sınırlar, okyanus ortası sırtlarla ve kıtasal açılımlarla (rift) karakterize edilirler.

Okyanusal kabuğun sürekli yenilediği sırtlar, dar ve sığ deprem etkinliğinin oluştuğu bölgelerdir. Sırtlar boyunca sıcak lav akıntıları ve bazaltik yanardağ etkinlikleri oluşmaktadır. Sıcaklığın yüksek olması, uzaklaşan iki levha arasındaki gerilme birikmesinin yüksek olmasını engeller. Bu yüzden, sırtlar üzerinde büyük depremler meydana gelmez. Sırtların altında kalan yapının çok kırıklı olması ve bu kırıklardan sızan malzeme homojen olmayan bir ortam oluşturur. Böyle bir ortamda oluşan depremlerin tetikleyici özellikte olması beklenir ve bu depremler yoğun artsarsıntılar oluştururlar (Sykes, 1970). Okyanus ortası sırtları civarında oluşan depremler iki tür odak mekanizması göstermektedir (Sykes, 1967). Sırt eksenlerine dik doğrultularda oluşan çekme gerilmeleri sırtlar boyunca levhaları ikiye ayırmakta ve ötelemektedir. Bu tür bir mekanizma sırtlar boyunca normal faylanmaları oluşturmaktadır. Doğrultu-atımlı faylar daha sonra açıklanacak olan dönüşüm (transform) faylarla ilişkilidir.

Okyanus ortası sırtlar boyunca gözlenen uzaklaşmanın bir benzeri kıtalarda gözlenmekte ve kıtasal açılma olarak bilinmektedir. Doğu Afrika'da (Fairhead ve Girdler, 1971) K-G doğrultusunda uzanan büyük sırt vadisi boyunca veya Doğu Sibirya'daki Baykal Gölü'nün eksenini boyunca (Artemjev ve Artyushkov, 1971) kıtasal açılmalar oluşmuştur. Okyanusal litosferin daha kolay deformasyona uğrayabilmesi, buna karşılık kıtasal litosferin daha kırılğan (brittle) olması sebebiyle, kıtasal açılma kuşaklarında yer alan deprensellik okyanus sırtlarını içeren bölgelerdeki deprenselliğe oranla daha fazla saçılma göstermektedirler (Sykes ve Landisman, 1964). Bu kuşaklarda meydana gelen depremlerin derinlikleri 10-15 km civarında olup, sırt eksenlerinde genellikle çekme gerilmesi nedeniyle normal faylar gözlenmektedir. Ayrıca, sırt eksenlerinin ötelendiği yerlerde, yani dönüşüm faylarında doğrultu atımlı-faylanma mekanizması gösteren depremler de oluşabilmektedir.

b) Yaklaşan (convergent) sınırlar; Bu durumda okyanusal levhanın kıtasal levhaya veya kıtasal levhanının kıtasal levhaya yaklaşması söz konusudur. Okyanusal litosfer

kıtasal litosfere oranla daha ağır malzemededen oluşmaktadır. Bu sebepten dolayı, kıtasal ve okyanusal levhaların buluştuğu dalma-batma kuşaklarında, okyanusal litosfer kıtasal litosferin altına dalar. Kıtasal çarpışmaların sonucu olarak dalma-batma kuşaklarının yukarısında dağlar meydana gelir. Diğer bir deyişle, daha yoğun bir okyanus litosferi diğer bir okyanus litosferinin veya kıtasal litosferin altına dalarken, yüzeyde kalan daha hafif malzeme yığını karaları oluşturur. Bu teori, kıtasal veya okyanusal kısımların herikisi içinde geçerlidir (Fowler, 1990). Japon, Aleutian ve Himalayalar yaklaşan sınırların yüzeydeki görünümüdür. Derinlikleri 70 km'den daha büyük olan depremler bu kuşaklarda meydana gelmektedir (Press ve Siever, 1986).

Okyanusal dalma-batma kuşaklarında hendekler (trenç) boyunca ve yay (ark) ötesinde normal faylanmalar ve yukarı giden levhanın üst bölümlerinde ters ve doğrultu-atımlı faylanmalar gözlenmektedir (Isacks ve diğ., 1968). İki levhanın birbirine dokunduğu yer 'sismojenik kuşak' olarak bilinir ve dalma-batma kuşaklarında oluşan ters faylanmalar bu kuşağın içinde meydana gelmektedir (Pacheco ve diğ., 1993). Sismojenik kuşağın derinliği üstte binen levhanın kalınlığı ile sınırlı olup, genellikle 60-70 km arasında değişmektedir (Isacks ve Molnar, 1971).

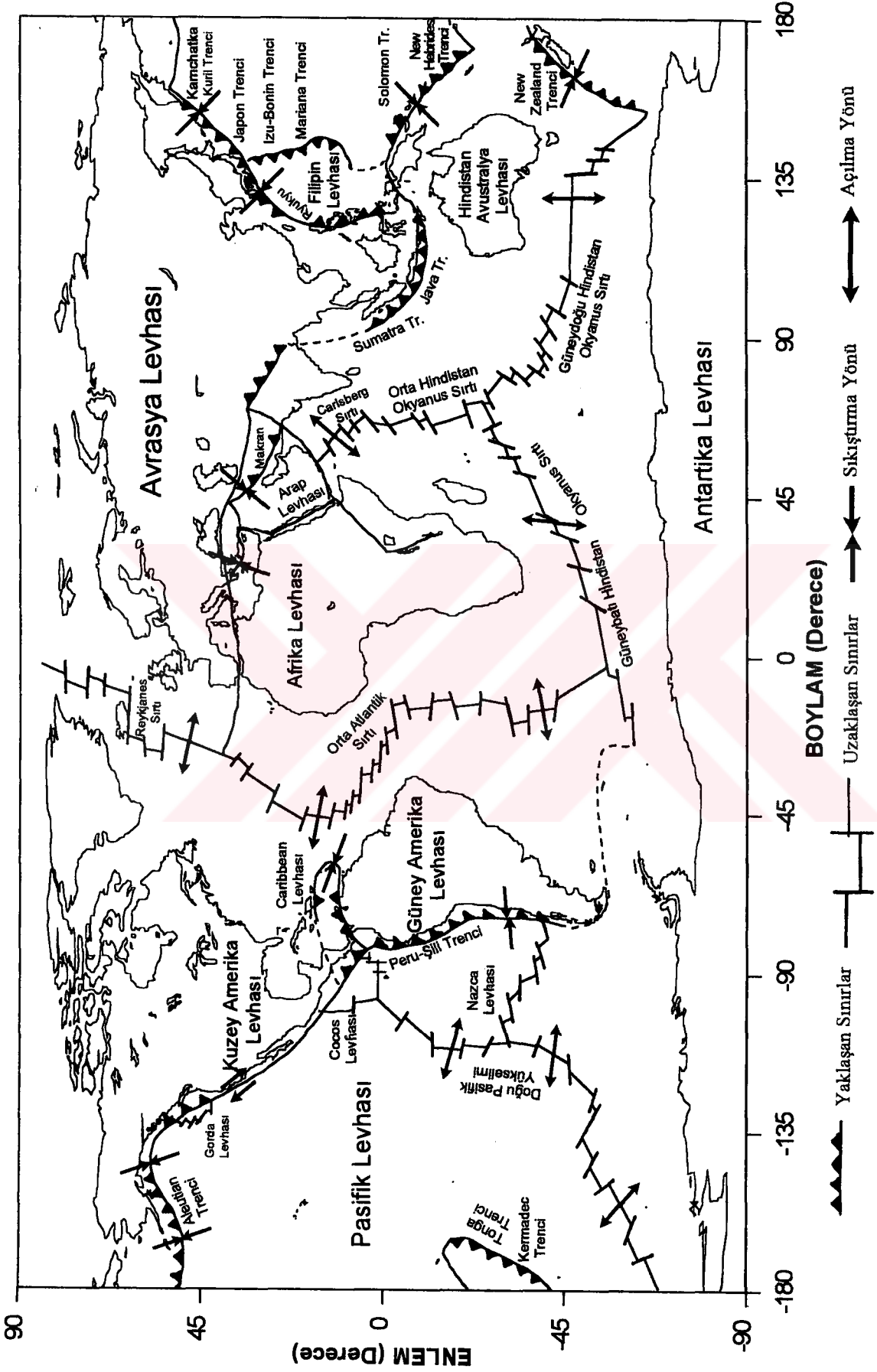
Kıta-kıta çarpışmasının en iyi örneği Alp-Himalaya kuşağıdır. Bu bölgede meydana gelen depremlerin episantr dağılımı geniş bir coğrafik alanda gözlenmektedir. Bu olay, çarpışma sonrasında hareketin durmamasından ve enerjinin levha içlerine taşınmasından kaynaklanmaktadır. Levha içlerinde oluşan kırılmalarındaki yanıl atımlı hareketler doğrultu-atımlı fayları, iki levhanın birbirine bindirmesi ters fayları (McKenzie, 1972; Chen ve Molnar, 1977) ve levhanın kalınlaşması veya kıvrınılaşarak yükselmesi normal fayları oluşturmaktadır (Dewey ve Bird, 1970). Himalaya dağları civarındaki ters faylar, ortalama 5 km yüksekliklere varan platolar (Tibet Platosu) ve levha içlerinde 300 km'yi bulan doğrultu-atımlı faylar (Chen ve Molnar, 1977; Tapponnier ve Molnar, 1979) kıta-kıta çarpışmasındaki deprem dağılımlarının farklılık gösteren odak mekanizmalarını açıklamaktadır. Bu tür levha hareketine diğer bir örnek Bitlis-Zagros bindirme kuşağı verilebilir.

c) Geçiş (transitional) sınırları; Levhaların birbirlerine göre göreceli hareket ettiği bu kuşaklar dönüşüm faylar olarak bilinirler. Okyanuslardaki dönüşüm fayların en önemli grubunu sırt-sırt fayları oluşturmaktadır. Bunlar birkaç km'den yüzlerce km'ye kadar

uzanabilir. Bu levhalar Pasifik, Ekvatorial, Atlantik ve güney okyanuslarda oluşmuştur (Fowler, 1990). Okyanus ortası sırtları dike yakın açılarda kesen dönüşüm faylar üzerinde sığ odaklı depremler meydana gelmektedir. Sykes (1967), okyanusal dönüşüm faylar üzerinde gözlenen depremlerin, sırtlarla ilişkili normal faylanma mekanizması gösteren depremlerden daha farklı bir mekanizmaya sahip olduklarını ortaya çıkarmıştır. Bu depremler belirgin şekilde doğrultu-atımlı faylanma çözümleri vermektedir. Dönüşüm faylar üzerindeki enerji boşalımı sırtlar boyunca oluşan depremlerin yüz katı fazladır (Kearey ve Vine, 1990).

Kuzey Amerika'nın Kaliforniya bölgesinde yer alan yaklaşık 5000 km uzunluğundaki San Andreas fayı ve 1000 km uzunluğundaki Kuzey Anadolu fayının kıtasal bölgelerde yer alan dönüşüm faylar olduğu ileri sürülmüştür (Allen, 1969). Benzerlikler gösteren her iki fay da sağ yönlü doğrultu-atımlı olup, sığ depremler ile karakterize edilirler. Okyanusal dönüşüm faylarında mantitüdü maksimum 7.5 civarında olan depremler oluşabilirken, kıtasal dönüşüm faylarında daha büyük depremler oluşabilmektedir. Okyanusal dönüşüm faylara oranla, kıtalardaki dönüşüm fay sınırları daha karmaşıktır ve kıtasal kabuk bir çok zayıflama eksenlerini içermektedir. Bu yüzden kıtasal dönüşüm fay üzerinde oluşan büyük ölçekli depremler, okyanus dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremlerden daha karmaşıktır (Kearey ve Vine, 1990). Ayrıca, Yeni Zellanda'da yer alan Alpine ve Burma'da yer alan Sigang fayları büyük ölçekli kıtasal dönüşüm faylardır (Lay ve Wallace, 1995).

Yerkürenin çeşitli derinliklerinde, levha sınırları boyunca kayalarda gerilmelerin birikmesi levha tektoniğinin en basitleştirilmiş tanımlamasıdır. Levha deformasyonu, çarpışan levhalar arasındaki sürtünme, dalan kısımdaki ısı değişimi gerilmelerin oluşmasını sağlar. Biriken gerilme kayacın direncini aştığı zaman kırılma veya kayma ile deprem oluşur. Faylanma genelde "hiposantr" adı verilen bir noktadan başlar ve yaklaşık 3km/sn'lik bir hızla fay düzlemi boyunca yayılır. Hiposantr'ın yeryüzündeki düşey izdüşümü "episantr" olarak tanımlanır. Büyük depremlerden sonra, yüzey dislokasyonu birkaç km'ye kadar ulaşabilir ve fayın uzunluğu birkaç yüz km'yi aşabilir (Kulhanek, 1990; Gubbins, 1990).



Şekil 3. Global levha tektoniği haritası (Press ve Siever, 1986; Jarrard, 1986 ve Liu ve diğ., 1995' ten modifiye edilerek hazırlanmıştır).

Depremler oluş şekillerine göre çöküntü depremleri, volkanik depremler ve tektonik depremler olmak üzere 3 ana başlık altında toplanabilirler (Båth,1973). Sismolojinin ilgi alanına giren tektonik depremlerdir. Genellikle anaşok (mainshock) adı verilen esas depremi daha küçük magnitüdü artçı şoklar (aftershock) takip eder. Artçı şoklar birkaç gün, haftalarca, aylarca ve hatta yıllarca sürebilmektedir. Örneğin 4 Mart 1952 büyük Kamchatka (M=8.2) depreminden sonra bölgedeki etkinlik 3-4 yıldan daha fazla sürmüştür (Båth, 1973). Sismik enerjinin açığa çıkışının diğer bir şekli ise deprem yığılmalarıdır (swarm). Deprem yığılmaları, volkanik faaliyetlerle ilişkili olarak okyanus sırtlarında sık olarak görülmektedir. Bu durumda, sınırlı bir alanda bir haftadan birkaç aya kadar süren peryotlarda çok sayıda deprem meydana gelir. Bir deprem yığılması asıl depremi belirgin olarak göstermez. Şokların sıklığı maksimuma ulaşıncaya kadar yavaş yavaş artar ve daha sonra etkinlik azalır. Bunlara örnek olarak, Kuzey Norveç-Meloy deprem fırtına etkinliği verilebilir. Sismik etkinlik Kasım 1978'de başlamış ve Ocak 1979 sonuna kadar devam etmiştir. Bu üç aylık zaman aralığında yakın istasyonlarda magnitüdü 3.2'den küçük olan yaklaşık 10.000 deprem kaydedilmiştir (Kulhanek, 1990).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

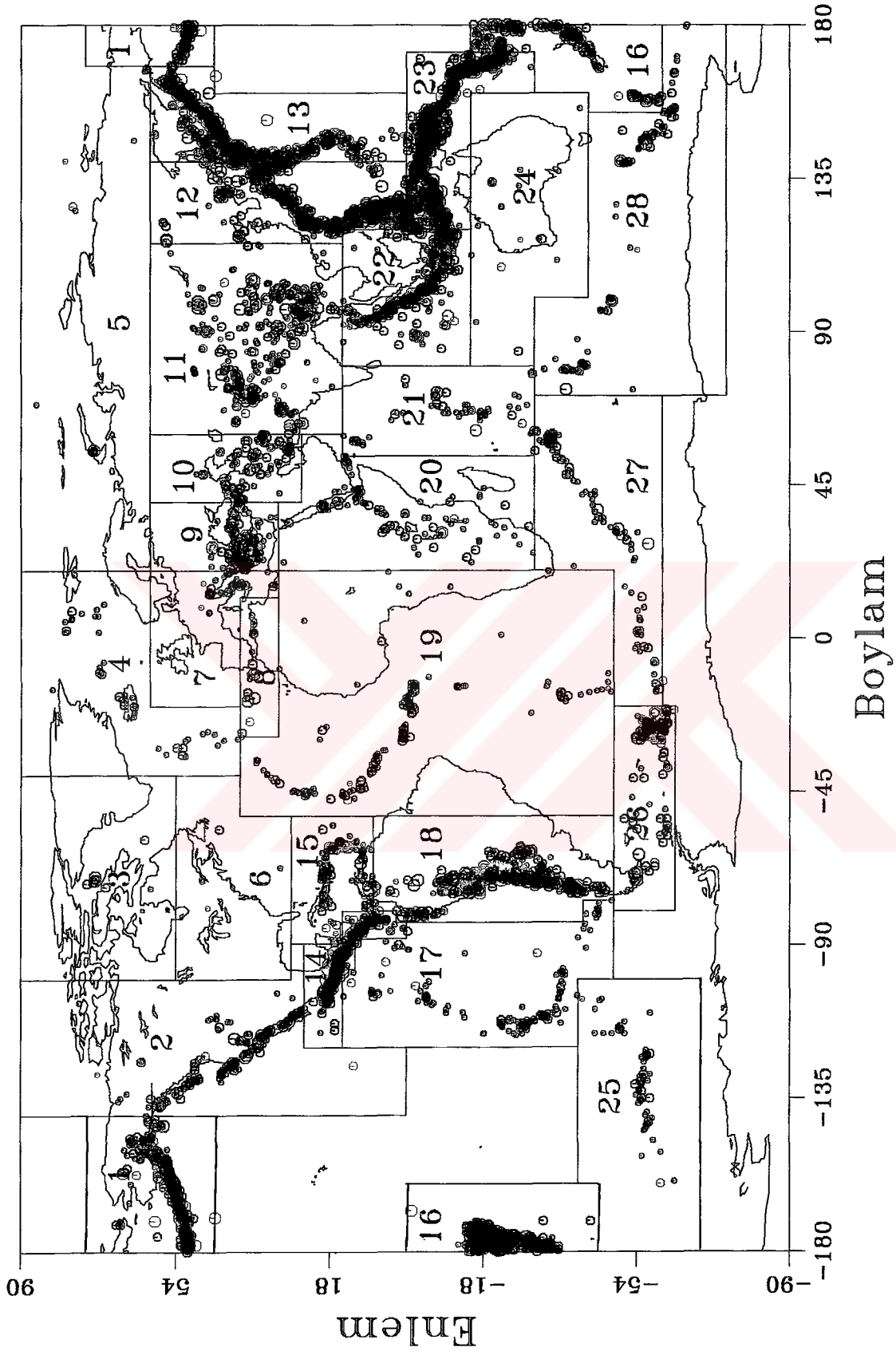
2.1. Global Depremlerin Episantr Dağılımı

Yerküre üzerinde deprem episantrlarının dağılımı rasgele olmayıp, belirli kuşaklar üzerinde yoğunlaşmaktadır. Levha sınırları ile episantrların coğrafik dağılımı arasında iyi bir ilişki vardır (Bott,1982). 1960'lardan sonra bilgisayar kullanımının sismoloji alanına girmesi ve kayıt istasyonlarının artması, episantrların doğru bir şekilde belirlenmesini sağlamıştır (Burton, 1978; Press ve Siever,1986). Bu yüzden, son yıllarda hazırlanan global episantr dağılım haritaları levha tektoniği tezini desteklemektedir (Isacks ve diğ., 1968; Condie, 1976). Şekil 4'de magnitüdü 5.5'dan daha büyük olan depremler için verilen episantr dağılımları, Şekil 3'deki tektonik harita ile iyi bir uyum sağlamak ve levha sınırları, dalma-batma kuşakları ve kıtasal çarpışma kuşakları gibi tektonik birimler açıkça görülebilmektedir.

Dünyada oluşan tüm depremlerden açığa çıkan enerjinin büyük bir kısmı (yaklaşık % 90) dalma-batma kuşaklarında meydana gelen depremlere bağlıdır. Deprem etkinliği yüksek olan Pasifik levhasının sınırları boyunca oluşan hareketlere bağlı olarak meydana gelen depremlerin sayısı tüm depremlerin yaklaşık % 80'ini içermektedir (Lay ve Wallace, 1995). Depremlerin büyük bir kısmı levhalar arası sınırlarda oluşmasına rağmen, nadiren de olsa, gözönünde bulundurulmuş levha sınırlarından çok uzaklarda levha içi depremlerde oluşmaktadır. Bunlara orta Amerika New Madrid 1812, Charleston 1886, Güneydoğu Avustralya Perth 1968, Kuzeydoğu Çin Tangshan 1976 depremleri örnek verilebilir (Kulhanek, 1990).

2.1.1. Magnitüdün Büyüklüğüne Göre Depremlerin Episantr Dağılımı

Levha tektoniği ve episantr dağılım haritaları göz önünde bulundurularak, dünya Şekil 4'de verilen tektonik ve episantr dağılımı açısından farklılık gösterdiği düşünülen 28 bölgeye ayrılarak global depremlerin genel özellikleri incelenmiştir.



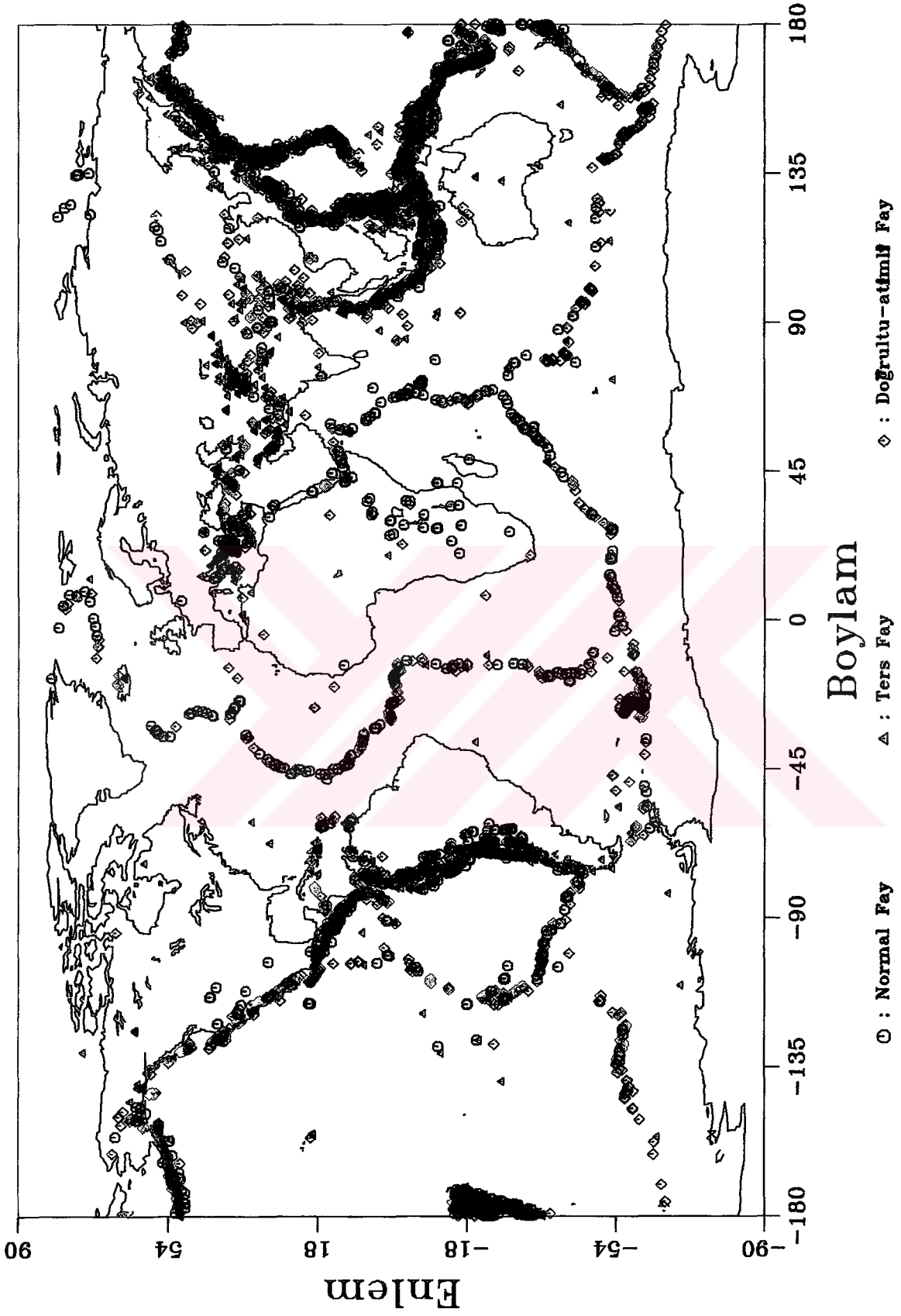
Şekil 4. Global depremlerin episantr dağılımı ve farklı özelliğe sahip olan bölgeler.

Bu bölgeler için Ek 2’de verilen ilişkiler kullanılarak yüzey dalgası magnitüdü bilinmeyen depremlerin magnitüdüleri ampirik olarak hesaplandığından, bazı bölgelerde beklenenden daha büyük veya küçük magnitüd hesaplanması normaldir.

1900-1992 yılları arasında meydana gelen depremlerin yer aldığı deprem kataloğunda yüzey dalgası magnitüdü 5.0’den büyük ve derinliği 70 km’den daha küçük olan 19990 deprem yer almaktadır. Bu depremlerin yaklaşık % 56.7’si (11335 deprem) 5.0-5.5 magnitüd aralığında, % 30.6’sı (6117 deprem) 5.6-6.5 arasında, % 10.8’i (2159 deprem) 6.6-7.5 arasında yer almaktadır ve yaklaşık % 1.9’unun magnitüdü (379 deprem) 7.5’den daha büyüktür. Bu değerlerden görüleceği üzere, depremlerin büyük bir kısmı 5.0-5.5 magnitüd aralığında değişmekte ve magnitüd değeri arttıkça deprem sayısı hızlı bir şekilde azalmaktadır. Yüzey dalgası magnitüdüleri 5.0-7.5 arasında değişen depremler hemen hemen tüm tektonik kuşaklar üzerinde oluşabilmektedir. Magnitüdüleri daha büyük olan depremler ($M_S \geq 7.6$), yaklaşan levha sınırlarında ve kıtasal dönüşüm faylar üzerinde gözlenmiştir. Okyanus ortası sırt ve yükselimele bağlı olarak meydana gelen depremlerin magnitüdüleri genellikle 7.5’den daha küçüktür. Episantr dağılım haritasında, bu bölgelerde görülen büyük magnitüdü depremlerin ($M_S \geq 7.6$) bazıları 1960’lı yıllardan önce rapor edilmiş, bazıları ise bu depremlere bağlı olarak geliştirilen ampirik bağıntılar kullanılarak hesap edilmiştir.

2.1.2. Fay Türlerine Göre Depremlerin Episantr Dağılımı

Odak mekanizması çözümlerini içeren katalogda (Bölüm 1.3.2) yer alan depremlerin faylanma türlerine göre değişik sembollerle gösterilen episantr dağılımları Şekil 5’de verilmiştir. Haritadan görülen ters faylar genellikle, dalma-batma kuşaklarında Wadati-Benioff kuşağının üst kısmında sismojenik kuşakda oluşmaktadır (Fowler, 1990; Pacheco ve Sykes, 1993). Okyanusal levhanın kıtasal levhanın altına dalması ile meydana gelen Aleutain, Alaska, Meksika, Orta Amerika, Caribbean, Peru-Şili, Tonga, Kermadec, Sumatra, Java, Ryukyu, Filipin, Kamcatka, Kuril, Mariana, Japon, Solomon, New Zeland ve New Hebrides dalma-batma kuşaklarında ve kıta-kıta levhalarının çarpışması ile oluşan Himalaya, Zagros ve Kafkasya gibi bindirme kuşaklarında yoğun olarak ters faylanmalar gözlenmektedir.



Şekil 5. Global depremlerin fay türlerine göre episantr dağılımları.

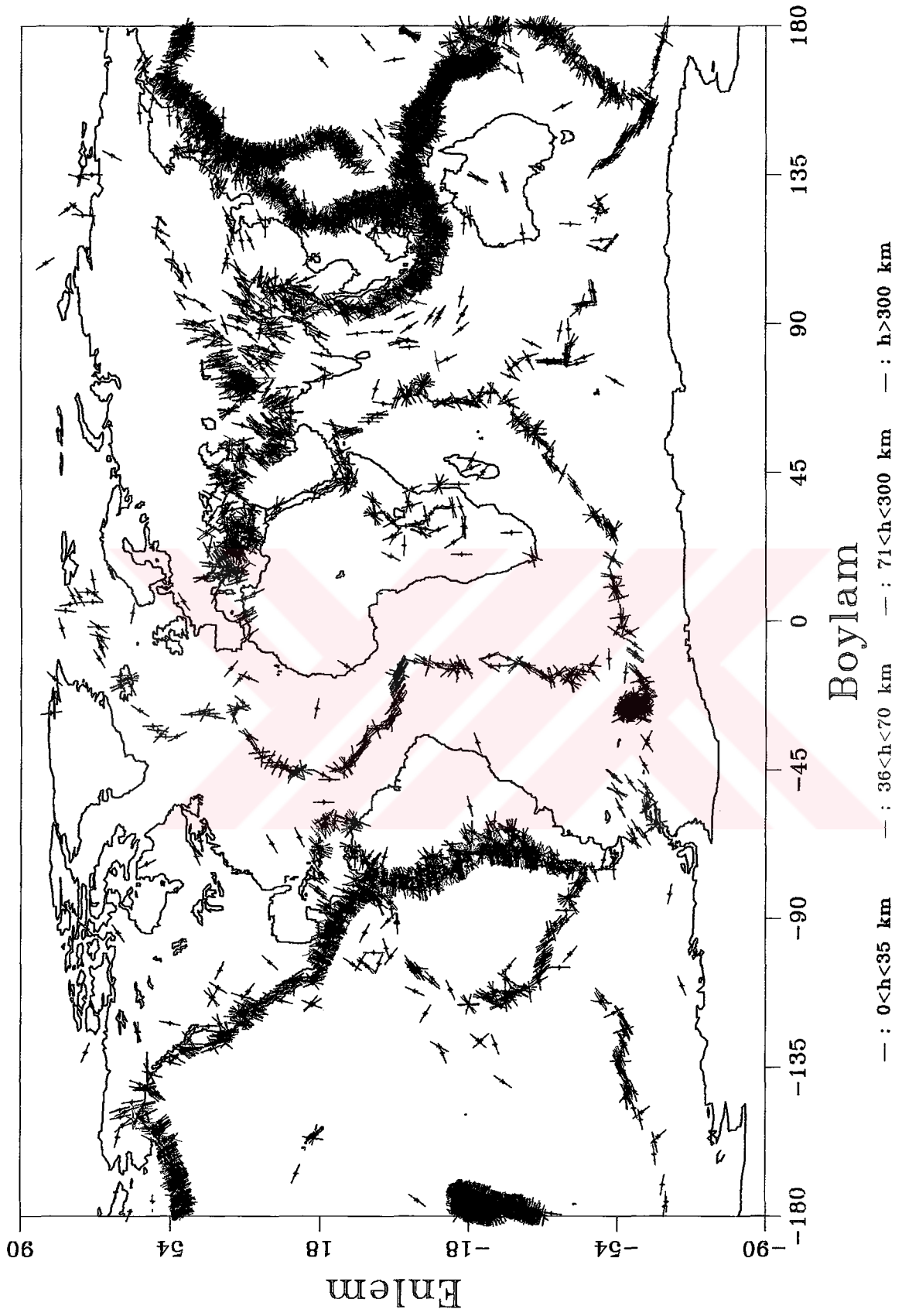
Doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren depremler yoğun olarak, okyanuslardaki dönüşüm faylar ile ilişkili olan kırılma kuşaklarında ve kıtasal geçiş sınırlarında yer alan dönüşüm faylar üzerinde meydana gelmiştir. Ayrıca, dalma-batma kuşaklarında da doğrultu-atımlı faylar oluşmaktadır. Normal faylanma mekanizması gösteren depremler yoğun olarak okyanus ortası sırt ve yükselimler, kıtasal açılma, graben sistemleri ve dalma-batma kuşaklarının yer aldığı bölgelerde gözlenmektedir. Okyanusal veya kıtasal levha içlerinde her türden depremler meydana gelebilmektedir.

2.1.3. Maksimum Gerilme Eksenlerinin (P-Ekseni) Global Dağılımı

Deprem odak mekanizması çözümleri, deprem odağındaki gerilme bileşenlerinin yönünü belirlemek için yaygın olarak kullanılmaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden elde edilen sıkıştırma eksenini (P) göz önünde bulundurarak, maksimum gerilme (S_{max}) ekseninin yönü belirlenebilir (McKenzie, 1969; Raleigh ve diğ., 1972; Smith, 1977; Eaton, 1979; Mercier ve diğ., 1979; Zoback ve Zoback, 1980; Philip, 1987; Gephart ve Forsyth, 1984; Micheal, 1987; Rebaï ve diğ., 1992). Odak mekanizması çözümlerini içeren katalogda yer alan depremlere ait maksimum gerilme eksenlerinin global dağılımı deprem derinliklerine göre farklı renklerle Şekil 6'da verilmiştir.

Okyanusal bölgelerde çok sayıda kırılma zonunun bulunmasında dolayı, bu eksenler oldukça düzensizdir. San Andreas ve Kuzey Anadolu fayı gibi kıtasal geçiş sınırlarında yer alan dönüşüm faylarda eksenler, levhaların hareket yönüne yaklaşık olarak dik, dalma-batma kuşaklarında ise levhaların sıkıştırma yönüne paraleldir.

Dalma-batma kuşaklarında oluşan sığ depremlerin gerilme yönleri daha derinlerde oluşan depremlerden farklılık göstermektedir. Dalma-batma kuşağında derinlik arttıkça gerilmelerin yönleri değiştiğinden orta derin ve derin depremlerin P eksenlerinin yönleri belli bir düzen içerisinde değildir. Özellikle sığ depremler için çizilen eksenler birbirlerine yaklaşan levha sınırlarında, sıkışma ile oluşan dalma-batma kuşaklarını ve kıtasal çarpışma kuşaklarını çok iyi bir şekilde temsil etmektedirler. Bu kuşaklarda oluşan sığ depremlerin P eksenlerinin yönleri ile Şekil 3'de global levha tektoniği haritasında gösterilen levhaların sıkışma yönü aynıdır.



Şekil 6. Depremlerin odak mekanizmaları çözümlerinden elde edilen P-eksenlerinin global dağılımı.

Örneğin Aleutian hendeği için çizilen P eksenlerinin yönü ve levhaların sıkıştırma yönü yaklaşık K-G yönündedir. Bu kuşaklarda oluşan sığ depremler için çizilen eksenlerin yönleri göz önünde bulundurularak, hangi levhanın ne yöne hareket ettiği ve oluşan dalma-batma kuşaklarının hangi levhalarla ilişkili olduğu irdelenebilir. Dalan levhanın özelliklerini belirlemek için depremlerin derinlik dağılımlarından, odak bölgesindeki yoğunluk bilgisinden, gravite, manyetik ve sismik ölçümlerden faydalanılabilir. Aşağıda yapılan analizde dalan levha hakkında bilgiler Fowler (1990)'den alınmıştır.

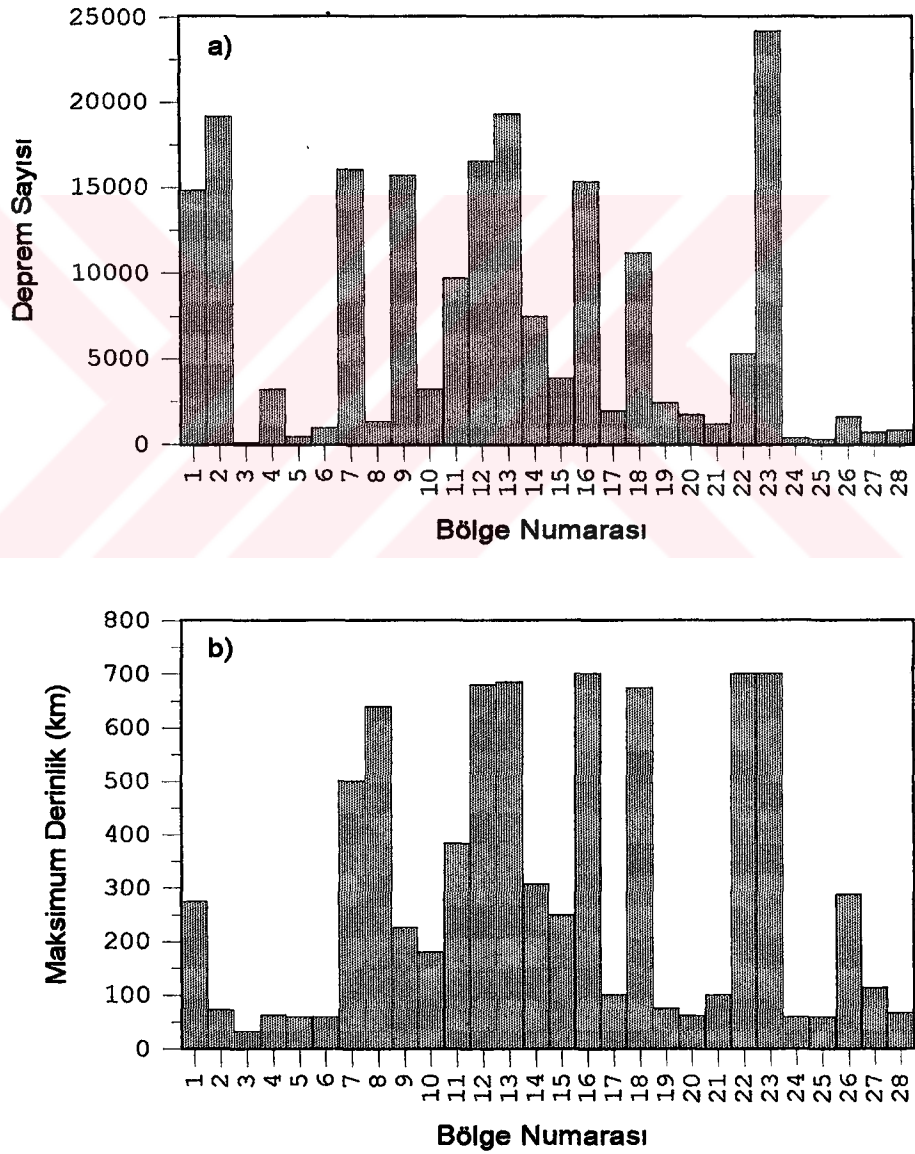
Pasifik levhasının Kuzey Amerika levhasının altına dalması ile ilişkili olan 1. bölge Aleutain ve Alaska kuşaklarını içermektedir. 12. bölgede yer alan Ryukyu ve Filipin kuşakları, Filipin levhası ile Avrasya levhalarının birbirlerine yaklaşması ile meydana gelmiştir. 13. bölge Pasifik levhasının Avrasya levhasının altına dalması ile oluşan Kuril, Kamçatka, Japon ve Pasifik levhasının Filipin Levhasının altına dalması ile oluşan Mariana kuşaklarını kapsamaktadır. Orta Amerika ve Meksika kuşakları (14. bölge) Cocos Levhasının Kuzey Amerika Levhasının altına dalmasına bağlıdır. 15. bölgede oluşan depremler birbirlerine yaklaşan Güney Amerika ve Caribbean levhalarının hareketleri ile ilişkilidir. 16. bölgede yer alan Tonga, Kermadec ve New Zealand kuşakları Pasifik levhasının Hindistan-Avustralya levhasının altına dalması sonucunda oluşmuştur. Peru-Şili hendeği (18. bölge) Nazca levhasının Güney Amerika levhasının altına dalması ile meydana gelmiştir. 22. bölge Hindistan levhasının Avrasya levhasının altına dalması ile oluşan Java, Sumatra ve Burma kuşaklarını içermektedir. Hindistan-Avustralya levhasının Pasifik levhasının altına dalması ile Solomon ve New Hebrides kuşakları oluşmuştur (23. bölge). 26. bölge güney Amerika levhasının Scotia levhasının altına dalması ile ilgili olan Sandwich hendeğini içermektedir. Ayrıca Ege yayı, Afrika levhasının Ege-Anadolu levhasının altına dalması ile meydana gelmiştir. İki kıtasal levhaların çarpışması ile oluşan Himalaya bindirme kuşağı Hindistan-Avustralya ve Avrasya, Zagros bindirme kuşağı ise Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması ile oluşmuştur. Sismik etkinliği düşük olan bölgelerde genellikle sığ odaklı olan depremlerin P-eksenlerinin yönleri oldukça düzensizdir.

2.1.4. Global Depremlerin Derinlik Dağılımı

Depremler odak derinliklerine göre sığ depremler, orta derinlikteki depremler ve derin depremler olmak üzere 3 katagoriye ayrılabilir. Sığ depremlerin (toplam etkinliğin % 76'sı) odak derinlikleri 0-70 km arasında değişir. Bu depremler okyanus ortası sırtlarda, kıtasal açılma bölgelerinde, dalma-batma kuşaklarında ve dönüşüm faylarda meydana gelir. Orta derinlikteki depremlerin odak derinlikleri 71-300 km arasında değişir ve derin depremlerin odak derinlikleri 300 km'den daha büyüktür. 70 km'den daha derinlerde oluşan orta ve derin depremler dalma-batma kuşaklarında oluşmaktadır (Kulhanek, 1990). Depremlerin büyük bir kısmı (yaklaşık toplam etkinliğin % 76'sı) kabukta meydana gelmektedir. Moho'nun altında deprem sayısı hızla azalır ve 700 km'den daha fazla derinlerde deprem oluşmaz. 250-500 km arasındaki derinliklerde minimum enerji boşalımı gözlenmektedir (Vassiliou ve diğ., 1984). Kabuk kalınlığı bölgeden bölgeye farklılık göstermektedir. Okyanuslarda kabuk kalınlığı 5-15 km arasında ve karalarda 20-70 km arasında değişmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Dalma-batma kuşakları ile ilişkisi olmayan bölgelerde meydana gelen depremler kabuk içerisinde yer alacaktır. Çünkü, depremler kabuğun kırılma davranış gösterdiği yaklaşık 15-20 km arasındaki derinliklerde oluşurlar. Deprem kataloğunda magnitudü 5.0'den büyük olan 26565 depremin yaklaşık % 75.25'i (19990 deprem) sığ, % 18.38'i (4884 deprem) orta derinlikte ve % 6.37'si (1691 deprem) derin odaklı depremdir. Tüm tektonik kuşaklarda 0-35 km derinlik aralığında depremlerin oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 4). 36-70 km arasında meydana gelen depremler, kabuk kalınlığının 35 km'den daha büyük olduğu bölgelerde ve dalma-batma kuşaklarında meydana geldiği görülmektedir. Okyanus bölgelerinde 35 km'den daha derinlerde oluştuğu gözlenen depremlerin bazıları 1960'lı yıllardan önce rapor edilmiş ve bazılarının derinlik bilgileri ise muhtemelen yanlış rapor edilmiştir. Derinliği 70 km'den daha büyük olan depremlerin tümü dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde meydana gelmiştir. 300 km'den daha derinlerde meydana gelen depremler Peru-Şili, Tonga, Filipin, Java, Kuril ve Japon kuşaklarının yer aldığı bölgelerde yaklaşık 700 km derinliğine kadar dalabilen litosferin içinde meydana gelmiştir.

Şekil 4'de gözönünde bulundurulmuş 28 farklı bölgenin herbirine düşen deprem sayısı ve katalogta verilen maksimum deprem derinlikleri Şekil 7'de verilmiştir. Katalogta en

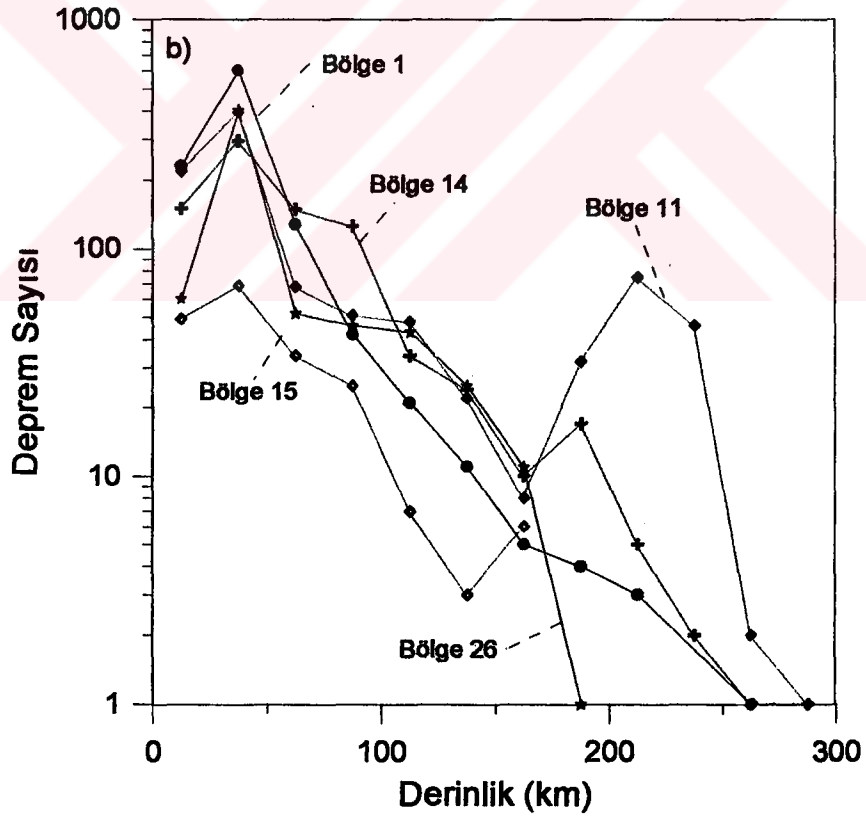
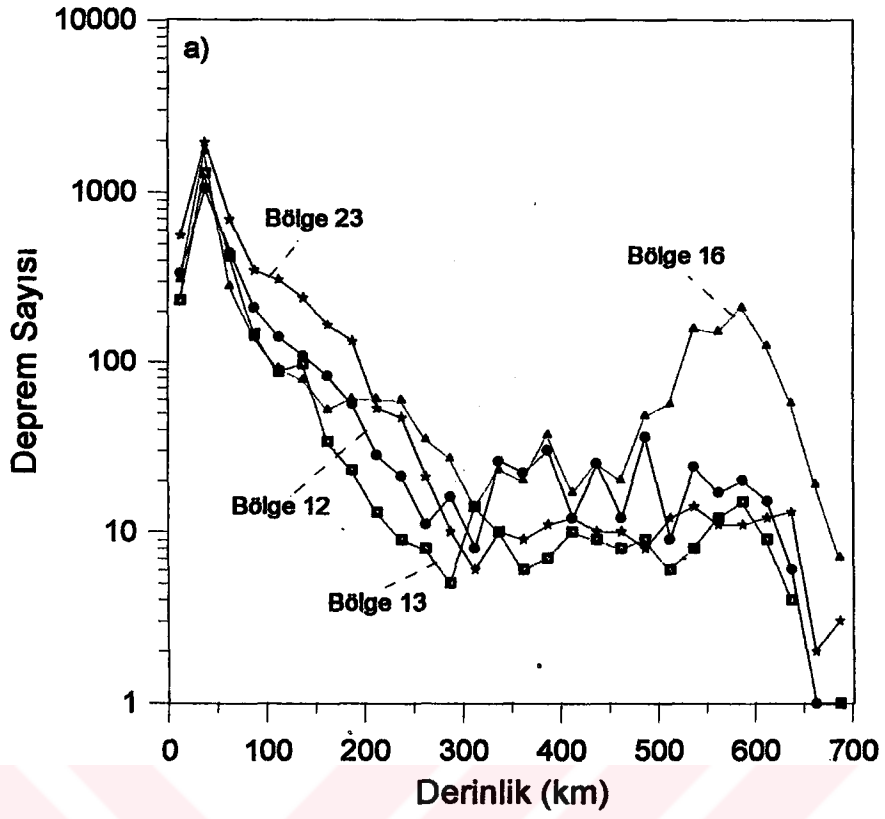
az bir magnitüdü türü veya şiddet bilgisi mevcut olan 202210 depremin 199382 tanesi bu bölgelerin sınırları içinde yer almaktadır. Şekil 7a'dan görüleceği üzere, en çok depremin gözlendiği 23. bölge için rapor edilen 24224 deprem, toplam etkinliğin yaklaşık % 12.15'sine karşılık gelmektedir. 1900-1992 yılları arasında katalogta yer alan depremlerin % 8'i okyanus ortası sırt ve yükselim, kıtasal açılma gibi etkinliği düşük olan bölgelerde (3., 4., 5., 6., 7., 19., 20., 21., 24., 25., 27. ve 28. bölgeler) ve geriye kalan depremler ise yaklaşan levha sınırlarında ve kıtasal dönüşüm faylarda gözlenmiştir. Şekil 7b'de dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde 700 km derinliğine kadar depremlerin oluşabildiği görülmektedir.



Şekil 7. Dünyanın farklı 28 bölgesi için; a) katalogta yer alan deprem sayısı, b) katalogta yer alan maksimum deprem derinliği.

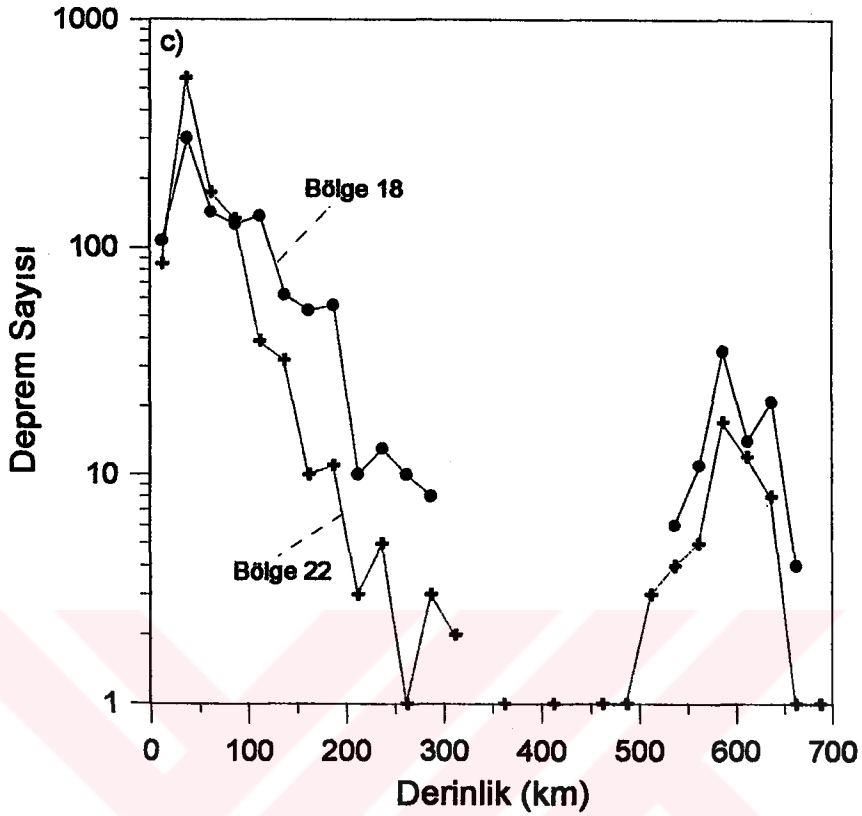
Bilindiği üzere, okyanus ortası depremler sığ odak derinlikleri ile karakterize edilirler. Bu bölgeler için Şekil 7b'de verilen derinliklerin 114 km'ye kadar sürmesi muhtemelen katalog oluşturulurken derinliklerin yanlış işlenmesi veya yanlış derinlik çözümlerine bağlıdır. Doğu Afrika kıtasal açılımını içeren 20. bölgede oluşan depremler genelde sığ odaklı olmalarına karşın, 60 km derinliğine kadar bir kaç tane deprem rapor edilmiştir. Afrika'nın ve İspanya'nın bir bölümünü içeren depremler kabukta oluşmaların rağmen, derinlikleri 640 km olan iki deprem katalogda yer almaktadır. Avrupa'yı kapsayan 7. bölgede meydana gelen depremler İtalya civarında 501 km derinliğine kadar oluşabilmektedir. Sismik etkinlikleri düşük olan 3., 5., 6., ve 24. bölgelerde oluşan depremlerin büyük bir kısmı sığ derinliklerde ve bir kaç tanesi ise 60 km derinliğine kadar rapor edilmiştir. San Andreas fayını da içine alan 2. bölgede oluşan depremlerin odak derinlikleri 73 km derinliğine kadar rapor edilen bir kaç deprem dışında genellikle 60 km'den daha sığdır. Türkiye ve civarını kapsayan 9. bölgede Kuzey Anadolu fayı, Doğu Anadolu fayı ve Ege-Akdeniz bölgesindeki graben sisteminin bağlı olan depremler kabukta meydana gelmektedir. Ege denizinde, Ege yayındaki hareketlere bağlı olarak 228 km derinliğine kadar deprem oluşabilmektedir. Zagros bindirme kuşağında oluşan depremler 100 km'den daha sığ olmasına rağmen, Himalayalarda 383 km derinliğine kadar deprem rapor edilmiştir. 16., 22. ve 23. bölgelerde 700 km derinliğine kadar depremler gözlenmiştir. 13. bölgede oluşan depremlerin maksimum derinliği 685 km, 18. bölgede 674 km, 14. bölgede 307 km, 15. bölgede 249 km, 1. bölgede 274 km ve 26. bölgede 288 km'dir.

Şekil 8'de dalma-batma kuşaklarında oluşan magnitüdüleri 5.0'den büyük depremlerin derinlik-deprem sayısı ilişkileri grafiklenmiştir. Derinlik arttıkça gözlenen deprem sayısı hızlı bir şekilde azalmaktadır. Depremlerin büyük bir kısmı 0-100 km derinliğinde gözlenmiştir. Şekil 8a'da verilen grafiklerde 12., 13., 16. ve 23. bölgelerde 700 km derinliğine kadar bütün aralıklarda deprem meydana gelmiştir. 16. bölgede 500-700 km arasında oluşan deprem sayısı 300-500 km arasında gözlenen deprem sayısından daha fazladır. Şekil 8b'de 1., 11., 14., 15. ve 16. bölgelerde gözlenen depremlerin maksimum derinliği 300 km civarındadır. 11. bölgede 150-300 km arasında gözlenen deprem sayısı diğer bölgelerden daha fazladır. Şekil 8c'de 18. ve 22. bölgelerde yaklaşık 300-500 km civarında herhangi bir deprem gözlenmemiştir.



Şekil 8. a) 700 km , b) 300 km derinliğine kadar depremlerin olduğu ve c) 300-500 km arasında depremlerin gözlenmediği dalma-batma kuşakları için derinlik-deprem sayısı grafikleri.

Şekil 8'in devamı



Dalma-batma kuşaklarında yaklaşık olarak 300-500 km derinlik arasında deprem gözlenmemesinin nedenini açıklamak için iki ayrı görüş ileri sürülmüştür. Bu görüşlerden biri, bu derinliklerde okyanusal levhanın koptuğu, diğeri ise bu derinliklerde deprem oluşturacak herhangi bir gerilme dağılımının bulunmamasıdır (Isacks ve Brazangi, 1973).

Dalma-batma kuşaklarını içeren bölgelerde yer alan kuşakların yaşları, dalma hızları (yitim hızları) ve eğimleri Tablo 2'de verilmiştir. Genellikle genç kuşakların dalma hızları yüksek, yaşlı olan kuşakların ise daha düşüktür. Yaşları yüksek olan Kuril, Kamçatka, Mariana, Japon, Tonga, Kermadec, Yeni Zellanda, Sumatra ve Java dalma-batma kuşaklarında depremlerin maksimum derinliği 700 km civarındadır. Peru-Şili hendeğinin yaşı genç olmasına rağmen 674 km derinliğine kadar deprem rapor edilmiştir. Yaşları daha genç olan kuşaklarının yer aldığı bölgelerde depremlerin maksimum derinliği 300 km civarındadır.

Tablo 2. Değişik dalma-batma kuşaklarının fiziksel özellikleri
(Ruff ve Kanamori, 1983; Jarrard, 1986; Fowler, 1990;
Pacheco ve diğ., 1993)

Bölge No	Dalma-Batma Kuşakları	Yaş (Myıl)	Dalma Hızı (cm/yıl)	Eğim (derece)
1	Aleutian	60	7.3	54
	Alaska	40	6.0	17
12	Ryukyu	60	5.7	36
	Filipin	60	7.0	41
13	Kuril	100	9.2	38
	Kamçatka	80	9.1	38
	Mariana	150	4.0	67
	Japon	130	10.0	27
	İzu bonin	150	6.1	48
14	Orta Amerika	45	8.0	45
15	Caribbean	100	2.0	42
16	Tonga	120	9.0	47
	Kermadec	120	6.2	55
	Yeni Zellanda	120	5.2	52
18	Peru	45	10.0	34
	Orta Şili	50	11.0	24
	Güney Şili	20	11.0	18
22	Sumatra	80	6.7	27
	Java	133	7.0	50
	Burma	80	7.0	50
23	Solomon	60	10.8	42
	New Hebrides	60	2.8	58
	New Britain	62	15.0	30
26	Sandwich	60	2.0	42

2.1.5. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Derinlik-Deprem Sayısı Dağılımı

Deprem kataloğunda orijinal M_S magnitüd bilgisi mevcut depremlerin maksimum derinliği 70 km olarak rapor edilmiştir. Daha sığ depremlerin gözlemlendiği Greenland, doğu Amerika, Kuzey Rusya, Avustralya ve okyanus ortası sırtları temsil eden bölgelerde 40 km ve diğer bölgelerde 70 km derinliğine kadar olan depremler kullanılarak, her bir bölge için 5 km aralıklarla hesaplanan deprem-sayısı derinlik dağılımı Ek 3'de verilmiştir. Bu grafiklerinden hemen hemen bütün bölgelerde 0-5 km ve 30-35 km arasında fazla sayıda deprem sayısının hesaplanması, derinliği bilinmeyen depremlerin 0 km ve derinlik tesbiti iyi yapılamamış olan depremlerin 33 km derinliğine etfedilmesinden kaynaklanmaktadır. Dalma-batma kuşakları ile ilişkisi olan 1., 10., 11., 12., 13., 14., 15., 16., 18., 22., 23. ve 26. bölgelerde dağılım süreklilik göstermektedir.

Çeşitli araştırmacılar tarafından bu bölgelerde sismojenik kuşağın derinliğini tesbit etmek için bazı çalışmalar yapılmıştır. Tichalar ve Ruff (1993) yaptıkları çalışmada Aleutian yayında (Bölge 1) sismojenik kuşağın 35-41 km ve Kuril yayında (Bölge 13) 37-43 km arasında olduğunu tesbit etmişlerdir. Pacheco ve diğ. (1993), sismojenik kuşağın Japon hendeğinde (Bölge 13) 50 km, Şili hendeğinde (Bölge 18) 45 km, Tonga hendeğinde (Bölge 16) 53 km ve Java hendeğinde (Bölge 12) 70 km'ye kadar sürdüğünü ortaya atmışlardır. Okyanus ortası sirtları temsil eden bölgelerde (4., 17., 19., 21., 25., 27. ve 28. bölge) depremlerin 0-5, 10-15 ve 30-35 km derinlik aralıklarında yoğunlaştığı gözlenmektedir. San Andreas fayını içeren bölgede depremler genellikle 0-20 km, Doğu Afrika kıtasal açılımını yer aldığı bölgede 0-25 km Avrupa'da 0-30 km arasında yoğunlaşmaktadır. Sismisitesi düşük olan 3., 5., 6., ve 24. bölgelerde deformasyon üst kabukta oluşmaktadır. Türkiye ve civarını kapsayan bölgelerde 50 km'den sonra deprem sayısı azalmaktadır. Himalaya Kuşağında derinlik-deprem sayısı süreklilik göstermektedir.

2.2. Magnitüd İlişkileri: Basit ve Karmaşık Depremlerin İstatistiksel Dağılımı

Sismolojide ilk defa Richter (1935) tarafından kullanılmaya başlanan magnitüd, deprem büyüklüğünün bir ölçütüdür. Sismogramların kullanılmasıyla belirlenen magnitüd türleri yüzey dalgası magnitüdü (M_S), cisim dalgası magnitüdü (m_b), koda uzunluğu magnitüdü (M_D), lokal magnitüd (M_L), Nuttli magnitüdü (m_n), moment magnitüdü (M_w) ve enerji magnitüdü (M_E) şeklinde sıralanabilir. Bir çok araştırmacı çeşitli bölgeler için belirli peryotlarda oluşan depremleri kullanarak doğrusal bir yaklaşımla M_S ile m_b arasındaki ilişkileri ortaya koymuşlardır (Solovyev ve Solovyeva, 1968; Wyss ve Brune, 1968; Gordon, 1971; Gupta ve diğ., 1972; Gupta ve Rastogi, 1972; Basham ve Horner, 1973; Prozorov ve Hudson, 1974; Bâth, 1978; Noguchi ve Abe, 1977). Göz önünde bulundurulmuş herhangi bir bölge için seçilen peryot aralığına düşen fakat, M_S veya m_b bilgisi mevcut olmayan depremlerin magnitüdüleri bu doğrusal ilişkilerle hesaplanabilmektedir. Bu yaklaşımlar gerçek verilere uygulandığında kullanılan alıcıların aynı tür olmaması, sismik istasyonların homojen bir dağılım göstermemesi, doğrusal ilişkilerin

ve magnitüdlere hesaplanmasında kullanılan yöntemlerin farklı olması gibi nedenlerden dolayı saçılımlar gözlenecektir. Buna rağmen depremlerin ve nükleer patlatmaların m_b - M_S ilişkileri birlikte çizildiğinde bu iki kaynak türü birbirinden kolayca ayırt edilebilir (Davies, 1971; Gupta ve diğ., 1972; Nowroozi, 1986).

Bazı büyük depremlerde, faylanma yüzeyinin heterojen olması ile ilişkili olarak sismik kaynak, bir seri orta ve küçük ölçekli depremleri üreten bir kaynak gibi davranmaktadır. Tekrarlanan depremlere bağlı olarak, bir depremin kaynak-zaman fonksiyonu çok karmaşık ise böyle depremler "karmaşık (kompleks) deprem" olarak tanımlanmaktadır (Lay ve Wallace, 1995). Faylanma alanı daha homojen ve kaynak-zaman fonksiyonun karmaşık değilse, böyle depremler "basit (simple) deprem" olarak adlandırılır. Şekil 26'da gösterilen 28.03.1964 Alaska depremi basit depremlere ve 13.10.1964 Kuril depremi ise karmaşık depremlere örnek verilebilir. Gupta ve Rastogi (1972), CGS (Canadian Geological Survey) tarafından rapor edilmiş olan 900 deprem verisinin m_b ve M_S magnitüdlere arasında $M_S=1.07m_b-0.23$ şeklinde bir ilişkinin olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu araştırmacılar elde ettikleri ilişkide saçılım gösteren Hyderebad (HYB) istasyonunda kayıt edilmiş olan deprem kayıtlarını kullanarak bölgede basit depremlerin magnitüdlere arasında $M_S=1.07m_b-0.73$ ve karmaşık depremlerin magnitüdlere arasında $M_S=1.07m_b+0.27$ şeklinde ilişkilerin olduğunu gözlemişlerdir. Bu ifadelerden basit olaylara ait yüzey dalgası magnitüdlere karmaşık olaylara göre daha düşük olduğu ortaya çıkmaktadır. Nükleer patlatmaların ve basit depremlerin kaynak fonksiyonları çok kısa olduğundan dolayı, enerji spektrumları yüksek frekanslarda daha zengin olacaktır. Bu yüzden, hesap edilecek M_S değerleri karmaşık depremlere oranla daha düşük olacaktır. Ayrıca, depremlerle aynı m_b magnitüdüne sahip nükleer patlatmaların M_S magnitüdlere daha küçüktür (Liebermann ve diğ., 1966; Marshall ve diğ., 1966; Liebermann ve Pomeroy, 1967; Basham, 1969). Bu farklılık göz önünde bulundurularak depremlerle nükleer patlatmalar birbirinden kolayca ayırt edilebilir. Depremler için gözlenen m_b ve M_S magnitüdlere arasındaki farklar kaynak karmaşıklığının bir ölçüsü olarak kullanılabilir. Karmaşık depremler için enerji spektrumları düşük frekanslarda daha yüksek olacak ve basit depremlere oranla daha büyük M_S değerleri elde edilecektir (Gupta ve

Rastogi, 1972). İki magnitüd türü arasındaki farklar dikkate alınarak, basit ve karmaşık depremler istatistiksel olarak birbirinden ayırt edilebilir.

2.2.1. Global Depremler için m_b - M_S İlişkisi

Odak mekanizması çözümlerini içeren katalogda yer alan 5517 adet deprem için m_b ve M_S magnitüdüleri verilmiştir. Bu depremler için elde edilen M_S ve m_b ilişkisi Şekil 9'da gösterilmiştir. Kullanılan alıcıların aynı tür olmaması, sismik istasyonların homojen bir dağılım göstermemesi, magnitüdülerin hesaplanmasında kullanılan yöntemlerin farklı olması özellikle basit, karmaşık depremlerin ve nükleer patlatmaların farklı özellikler göstermesinden dolayı iki magnitüd türü arasında saçılmalar gözlenmektedir. Bu magnitüdüler arasında en küçük kareler yöntemi ile,

$$m_b = 0.61 M_S + 2.23 \quad (1)$$

doğrusal ilişkisi elde edilmiştir.

Bir çok araştırmacı değişik zamanlarda dünyada meydana gelen depremleri kullanarak M_S - m_b arasında doğrusal ilişkiyi gösteren bağıntılar geliştirmişlerdir. Bu konuda yapılan çalışmaların bazıları aşağıda verilmiştir.

$$\text{Richter (1958)} \quad m_b = 0.63 M_S + 2.50 \quad (2)$$

$$\text{Geller ve Kanamori (1977)} \quad m_b = 0.62 M_S + 2.49 \quad (3)$$

$$\text{Báth (1977)} \quad m_b = 0.55 M_S + 2.94 \quad (4)$$

$$\text{Basham (1969)} \quad m_b = 0.74 M_S + 1.06 \quad (5)$$

$$\text{Bune ve diğ. (1970)} \quad m_b = 0.60 M_S + 2.62 \quad (6)$$

$$\text{Gordon (1971)} \quad m_b = 0.47 M_S + 2.78 \quad (7)$$

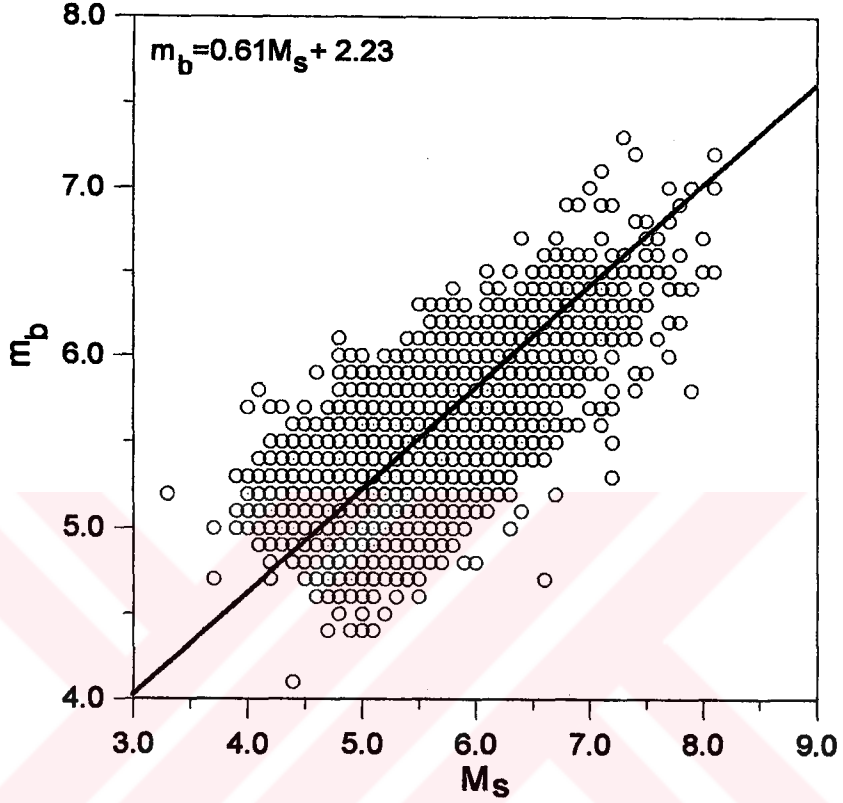
$$\text{Jordan ve Hunter (1972)} \quad m_b = 0.46 M_S + 2.67 \quad (8)$$

$$\text{Nagamune (1972)} \quad m_b = 0.53 M_S + 2.45 \quad (9)$$

$$\text{Abe ve Kanamori (1980)} \quad m_b = 0.65 M_S + 2.50 \quad (10)$$

$$\text{Báth (1973)} \quad m_b = 0.56 M_S + 2.90 \quad (11)$$

$$\text{Thomas ve diğ. (1978)} \quad m_b = 0.60 M_S + 2.16 \quad (12)$$



Şekil 9. Global depremler için m_b - M_S dağılımı ve en küçük kareler yöntemi ile elde edilen doğrusal ilişki.

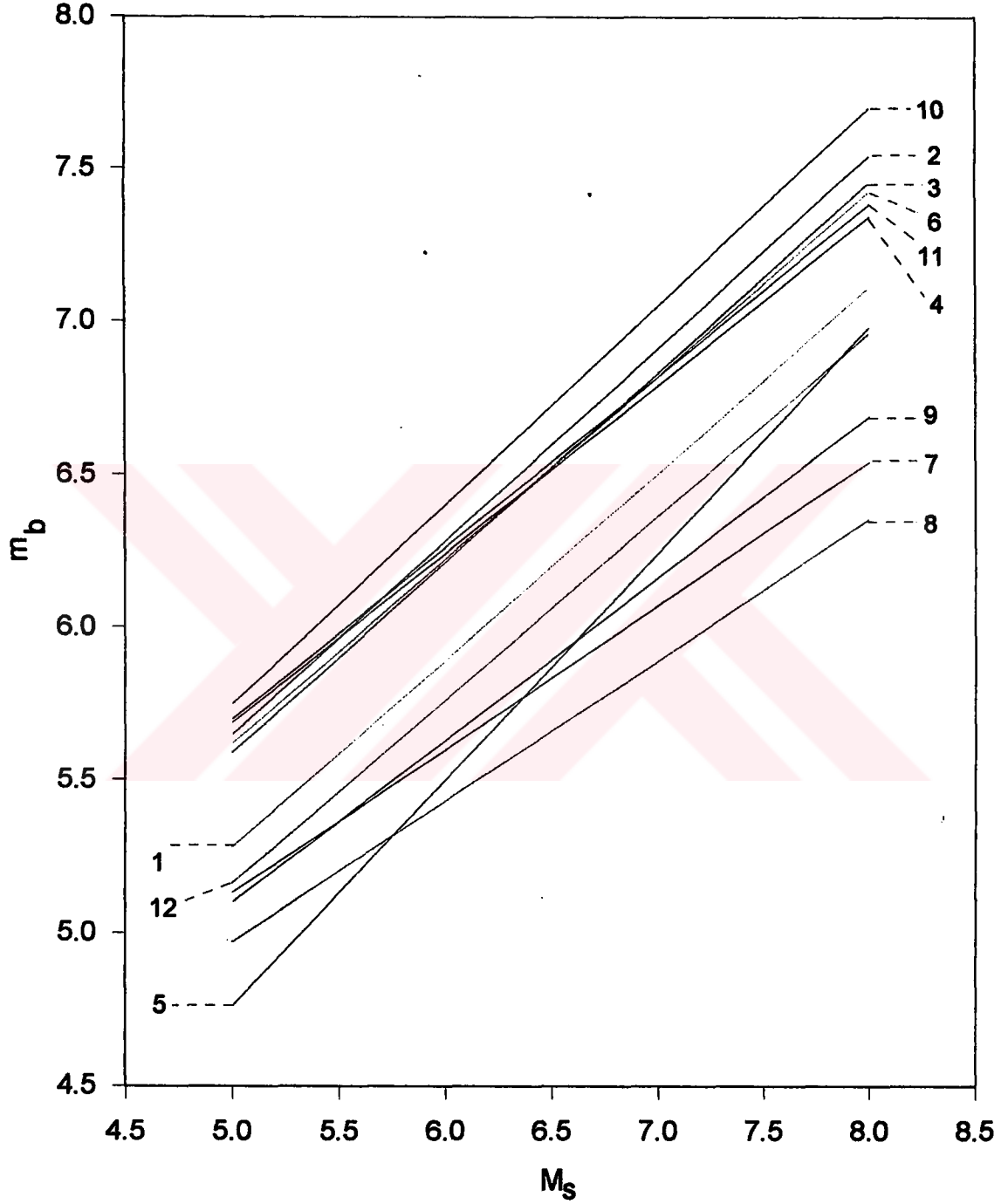
5.0-8.0 arasında değişen teorik M_S değerleri için, bu çalışmada elde edilen (1) bağıntısı ve diğer araştırmacılar tarafından geliştirilen bağıntılar kullanılarak m_b magnitüdleri ampirik olarak hesaplanmış ve elde edilen değerler Şekil 10'da çizilmiştir. Grafikten (5), (7), (8), (9) bağıntılarının bir grup ve diğer bağıntılarının başka bir grup oluşturdukları görülmektedir. (1) ve (12) bağıntıları bu iki grup arasında yer almaktadır. Bu bağıntılar içinde en büyük eğime sahip olan (5) bağıntısıdır. Bu bağıntıyla yaklaşık $M_S \geq 6.0$ değerleri için hesaplanan m_b değerleri alt grupta yer alan değerlere yakın sonuçlar vermektedir. Üst grupta yer alan (2), (3), (4), (6), (11) bağıntıları birbirlerine çok yakın sonuçlar verecektir. (12) bağıntısı ile üstteki grupta yer alan diğer bağıntılara

oranla daha düşük ve (10) bağıntısıyla diğer tüm bağıntılara oranla daha büyük m_b magnitüdüleri hesaplanacaktır. Bu çalışmada elde edilen (1) bağıntısı üstteki gruptan daha düşük ve alttaki gruptan daha büyük m_b değerleri vermektedir. $M_S \geq 6.0$ değerleri için en düşük m_b magnitüdüleri (8) bağıntısıyla ve $M_S \leq 6.0$ için en düşük m_b magnitüdüleri (5) bağıntısıyla hesap edilmiştir. (1) bağıntısıyla hesaplanacak sonuçlara en yakın değerler (12) bağıntısıyla elde edilecektir.

Göz önünde bulundurulmuş 28 bölgenin (Şekil 4) her biri için benzer yöntemle hesaplanan m_b - M_S ilişkileri ve bu ilişkileri hesaplamak için kullanılan veri sayıları Ek 2'de verilmiştir. Deprem kataloğunda m_b ve M_S magnitüdüleri bilinen 20735 depremin 20152 tanesi bu bölgelerin sınırları içine düşmektedir. Magnitüdüleri bilinen en fazla veri sayısı 23. bölgede (2754 deprem) ve en az veri sayısı ise, sismik etkinlikleri düşük olan 3. ve 6. bölgede (17 deprem) rapor edilmiştir. Veri sayısı fazla olan dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde elde edilen ilişkilerin eğim ve sabit katsayıları, global depremler için geliştirilen (1) bağıntısının eğim ve sabit katsayısına yakındır. Veri sayısı az olan bölgelerde hesaplanan doğrusal ilişkiler farklılık göstermektedir. Doğrusal ilişkilerin eğimi arttıkça sabit katsayılar azalmakta ve tersi durumunda eğimler azaldıkça sabit katsayılar artmaktadır.

Veri sayısının en az olduğu 3. ve 6. bölgelerde elde edilen m_b - M_S bağıntılarının eğimleri diğer bölgeler için hesaplanan bağıntıların eğiminden daha fazladır. Okyanus ortası sırt ve yükselimlerle ilgili olan 4., 17., 19., 21., 25., 27. ve 28. bölgeler için geliştirilen bağıntıların eğimleri dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgeler için geliştirilen bağıntıların eğimlerinden daha küçüktür. Doğu Afrika kıtasal açılımını kapsayan 20. bölge için geliştirilen doğrusal ilişkinin eğimi dalma-batma kuşakları için hesaplanan ilişkilerin eğimine oranla daha küçüktür. Sovyet nükleer patlatmalarının yoğun olduğu 5. bölgede m_b - M_S arasında bulunan doğrusal ilişkinin eğimi diğer bölgelere göre çok küçük ve sabit katsayı ise daha büyüktür. Ek-2'de verilen ilişkilerden aynı m_b değerleri için Tonga, Kermadec ve Yeni Zelanda hendeklerini içeren 16. bölge için hesaplanacak M_S değerleri, yaşları daha genç olan (Tablo 2) kuşakları içeren 1. ve 18. bölgede hesaplanacak M_S değerlerinden daha büyük olacaktır. Daha fazla karmaşık olayları içeren yaşlı dalma-batma kuşaklarında oluşan depremlerin m_b ve M_S magnitüdüleri

arasındaki farkın genç dalma-batma kuşaklarında oluşan depremlere oranla daha büyük olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 10. (1)-(12) bağıntıları kullanılarak hesaplanan m_b - M_s değerleri.

2.2.2. Değişik Fay Türleri için m_b - M_S İlişkileri

(1) bağıntısı fay türlerine bakılmaksızın tüm depremler göz önünde bulundurularak geliştirilmiştir. Bu bölümde, odak mekanizmasının magnitüd üzerine etkisini incelemek için fay türlerine bağımlı olan m_b - M_S ilişkileri hesaplanacaktır. Odak mekanizması çözümleri kataloğunda yer alan değişik fay türlerinin m_b - M_S dağılımları Şekil 11'de grafiklenmiştir. Şekil 11a'da dağılımları verilen 1234 adet normal faylanma mekanizması gösteren deprem için,

$$m_b = 0.69 M_S + 1.83 \quad (13)$$

Şekil 11b'de dağılımları verilen 3453 ters faylanma mekanizması gösteren deprem için,

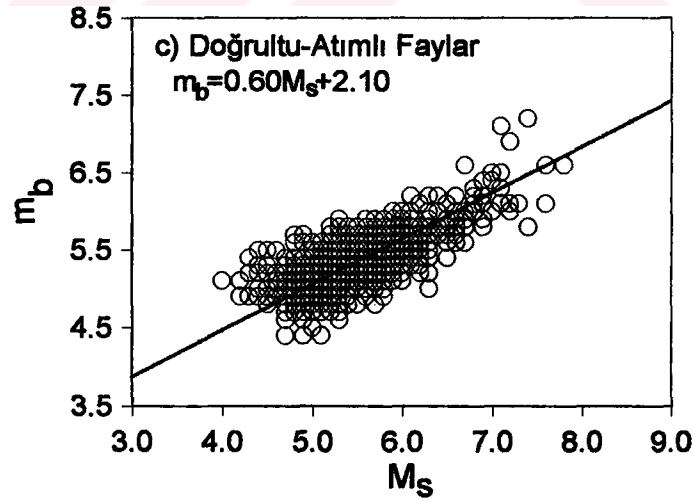
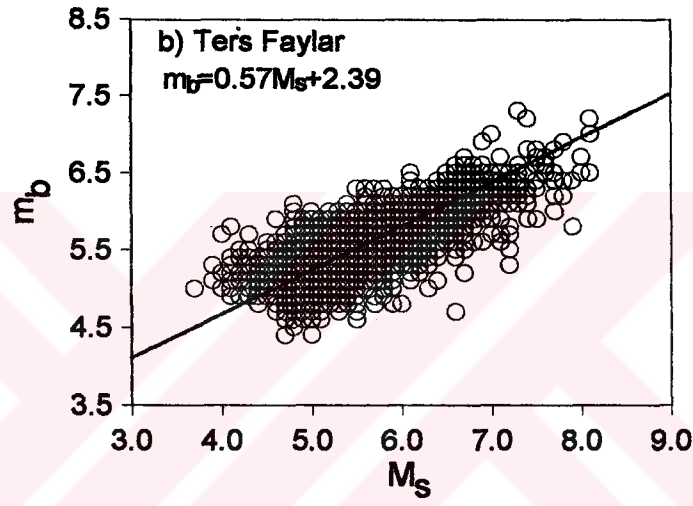
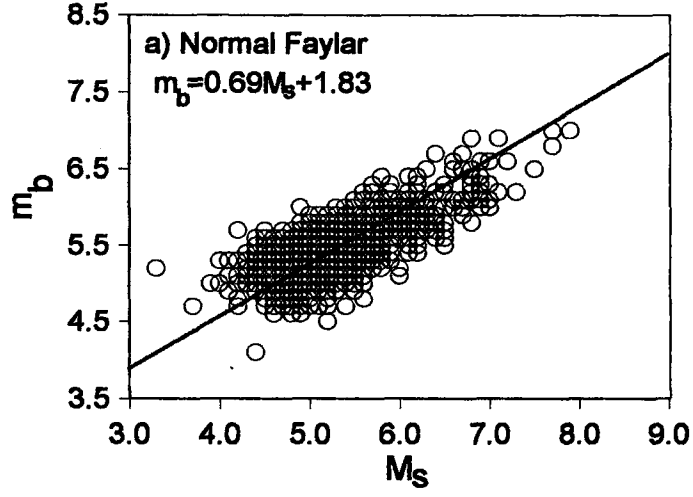
$$m_b = 0.57 M_S + 2.39 \quad (14)$$

ve Şekil 11c'de dağılımları verilen 830 adet doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren deprem için,

$$m_b = 0.60 M_S + 2.10 \quad (15)$$

doğrusal ilişkileri elde edilmiştir. Değişik fay türleri için hesaplanan bu ilişkiler, global depremlerin tümü için hesaplanan (1) bağıntısından farklılık göstermektedir.

(13) bağıntısının eğimi (1) bağıntısının eğiminden daha büyük, (14) ve (15) bağıntılarının eğimleri ise (1) bağıntısının eğiminden daha küçüktür. (1) bağıntısındaki sabit katsayı (13) ve (15) bağıntılarındaki sabit katsayılardan büyük (14) bağıntısının sabit katsayısından daha küçüktür. Şekil 11'de verilen doğrularda en büyük eğim ters faylarda ve en küçük eğim ise, normal faylarda gözlenmiştir. Bu yüzden farklı türden mekanizma gösteren depremler için ampirik olarak hesaplanacak magnitüdlere farklılık gösterecektir. Örneğin $M_S=7.5$ için (1) bağıntısından $m_b=6.8$, (13) bağıntısından $m_b=7.0$, (14) bağıntısından $m_b=6.67$ ve (15) bağıntısından $m_b=6.6$ değerleri hesaplanacaktır. Bu değerlerden normal faylanma mekanizması gösteren depremler için ortalama m_b magnitüdüleri, diğer fay türleri ve global depremler için hesaplanan ortalamalardan daha



Şekil 11. Değişik fay türleri için hesaplanan m_b - M_s bağıntıları.

yüksek olduğu görülmektedir. $m_b=7.5$ değeri için (1) bağıntısıyla $M_S=8.64$, (13) bağıntısıyla $M_S=8.22$, (14) bağıntısıyla $M_S=8.97$ ve (15) bağıntısıyla $M_S=9.0$ değerleri hesaplanacaktır. Bu değerlerden genellikle, doğrultu-atımlı ve ters faylar için ortalama $M_S > m_b$ ve normal faylar için $m_b > M_S$ olduğu söylenebilir. Ayrıca nükleer patlatma olarak yorumlanabilecek m_b magnitudü yüksek ve M_S magnitudü düşük olaylar doğrultu-atımlı faylara oranla, normal ve ters faylarda daha çok gözlenmiştir.

2.2.3. Global Depremlerin Genel Karakteristiği

Bu bölümde m_b - M_S arasındaki ilişkiler kullanılarak, Şekil 4'de gösterilen 28 bölgede oluşan depremlerin kaynak türleri istatistiksel olarak irdelenecektir. Herbir bölgede yer alan depremlerin m_b - M_S magnitudlerinin dağılımı Şekil 12'de verilmiştir. Bu grafikler üzerinde gösterilen koyu çizgiler, her bir bölge için elde edilen m_b - M_S ilişkilerini göstermektedir. Altta kesikli çizgilerle gösterilen ilişki, Gupta ve Rastogi (1972) tarafından verilen basit depremlerin üst sınırını temsil eden ifadeyi göstermekte olup, bu çizginin altında yer alan depremler istatistiksel olarak basit deprem olarak tanımlanmaktadır. Aynı şekilde, üstte verilen kesikli çizgiler karmaşık depremlerin alt sınırını göstermekte olup, bu çizginin üstünde yer alan depremler ise karmaşık deprem olarak adlandırılmaktadır. İki kesikli çizginin arasında kalan depremler ise, istatistiksel olarak basit veya karmaşık ayırımı yapılamayan depremleri göstermektedir. Bilindiği üzere yüzey dalgası sığ odaklı depremlerde oluşmaktadır. Katalogta M_S bilgisi mevcut olan depremlerin maksimum derinliği 70 km olduğundan, Şekil 12'de dağılımları verilen depremler bu derinlikten daha sığdır. Tektonik özellikleri farklı olan dalma-batma kuşaklarına, okyanus ortası sırtlara, kıtasal açılma v.s tekabül eden bölgelerdeki depremler ayrı ayrı incelenecektir.

Aleutian sismik yayı ve Alaska'yı içeren 1. bölgede yüzey dalgası magnitudü 6.9-7.5 arasında değişen depremlerin bazıları sığ odaklı ve kaynak-zaman fonksiyonları basit olup, bunlar bindirme fayları ile ilişkilidir (Tichelaar ve Ruff, 1993, Estabrook ve diğ., 1994). Bölgede ters faylanmalarla ilgili, kaynak-zaman fonksiyonları 2-4 s arasında değişen kısa süreli depremler (Ekström ve Enghdal, 1989) ve kaynak-zaman

fonksiyonları göreceli olarak daha uzun süreli olan depremler basit bir kırılma göstermektedir. Örneğin; bu bölgede oluşan 31 Mayıs 1917 depreminin kaynak mekanizması ters bir faylanma göstermekte ve yaklaşık 40 s süreli olan kaynak-zaman fonksiyonu sıfır fazlı basit bir kırılma görünümündedir (Estabrook ve Boyd, 1992). Elde edilen m_b - M_S ilişkisi Gupta ve Rastogi (1972) tarafından önerilen basit olayları temsil eden ilişkiye çok yakındır. Şekil 12'de yer alan $m_b < 6.5$ olan depremlerin büyük kısmı ve $m_b > 6.5$ olan depremlerin bir kısmının basit olduğu görülmektedir. Karmaşık olaylar doğrultu-atımlı faylarla veya atım bileşeni içeren ters faylarla ilişkilidir. Örneğin 1965 Rat adaları (Aleutian) depremi atım bileşenli ters fay görünümünde karmaşık bir kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir (Hartzell ve Heaton, 1985).

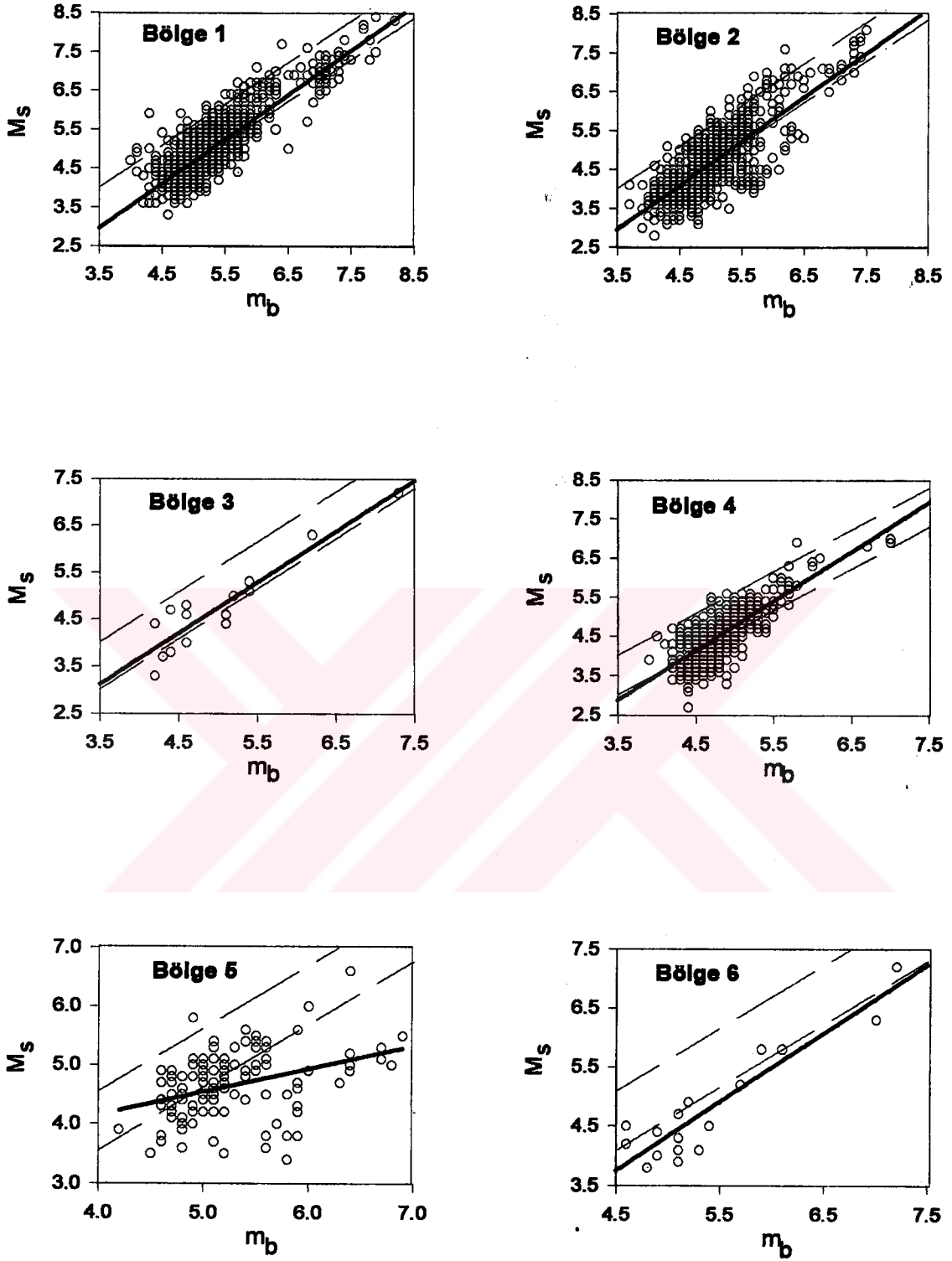
Filipin ve Ryukyu dalma-batma kuşaklarını kapsayan 12. bölgenin sismik etkinliği Filipin ve Pasifik levhalarının hareketlerine bağlı olarak yüksektir (Katsuma ve Sykes, 1969; Fitch, 1972). Bölgede cisim dalgası magnitüdüleri 5.8-6.7 arasında değişen sığ odaklı depremler bindirme fayları ile ilişkilidir. Bunlara ait fay düzlemi çözümlerinin çoğunda doğrultu-atım bileşeni yok, bazılarında ise çok küçüktür (Ishada, 1992; Tichelaar ve Ruff, 1993). Genç dalma-batma kuşaklarında gelişen tektonik kuvvetlerin etkisiyle oluşan depremler genellikle basit kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir. Daha yaşlı kuşaklarda karmaşık kırılmalar olabilmektedir (Hartzell ve Heaton, 1985; Ruff ve Kanamori, 1983). Örneğin; Shumagin adalarında 25 Mayıs 1993'de meydana gelen ve ters faylanma mekanizması gösteren depremin kaynak-zaman fonksiyonu çok kısa ve basittir (Abers ve diğ., 1995). Bölgede meydana gelen depremlerin bir kısmı basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmamıştır. Şekil 12'de görülen karmaşık olaylar doğrultu-atımlı faylarla ilişkili olabilir.

Kamçatka, Kuril adaları, Marina ve Japonya ile ilişkili olan 13. bölgede yer alan depremlerin büyük bir kısmı basit ve kısa süreli kaynak-zaman fonksiyonlarına sahiptir (Glennon ve Chen, 1993; Kao ve Chen, 1994). Ayrıca ters faylanmalar sonucu meydana gelen uzun süreli (150-160 s) büyük depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları (örneğin; 13 Ekim 1963 ve 4 Kasım 1952 Kamçatka depremleri) sıfır fazlı ve basit bir görünüme sahiptir (Hartzell ve Heaton, 1985). Şekil 12'de bölgeye ait olan depremlerde $m_b = 6.5$ dan sonra bir kopma gözlenmektedir. Depremlerin büyük bir kısmı basit olaylar olup, yüzey dalga magnitüdü 5.5'dan büyük olan bir kaç tane karmaşık deprem vardır.

1963 ve 1969 Kuril depremlerinin kaynak-zaman fonksiyonları karmaşıktır (Hartzell ve Heaton, 1985). Bu olaylar, yaşlı kuşaklarda gözlenen karmaşık depremlerle ilişkilidir (Tablo 2).

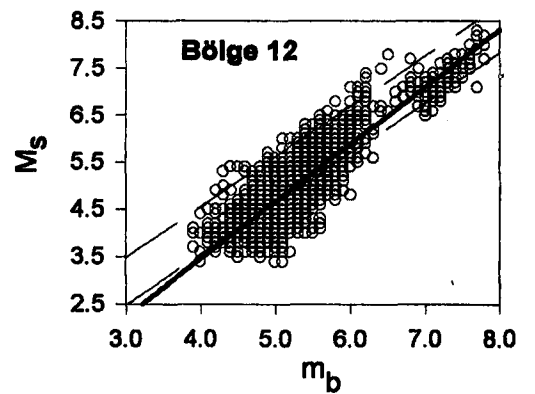
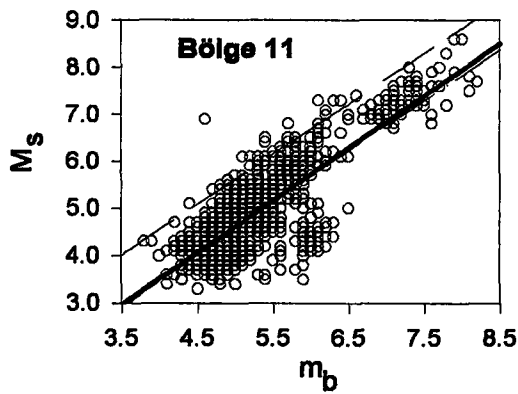
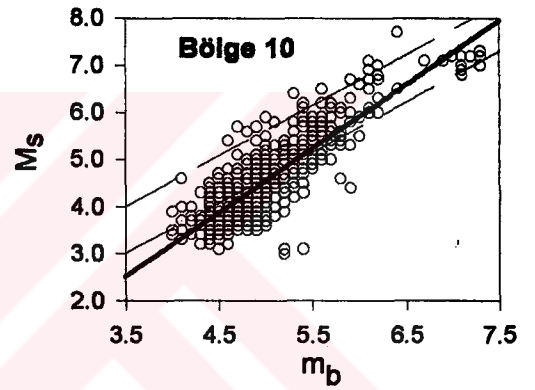
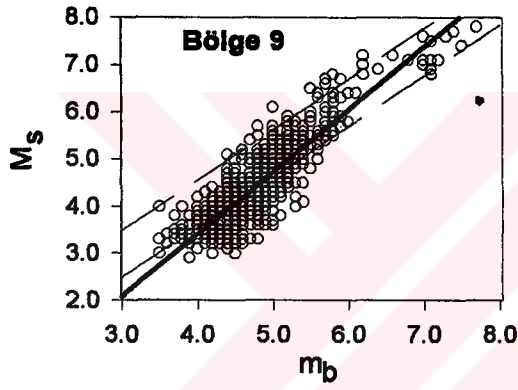
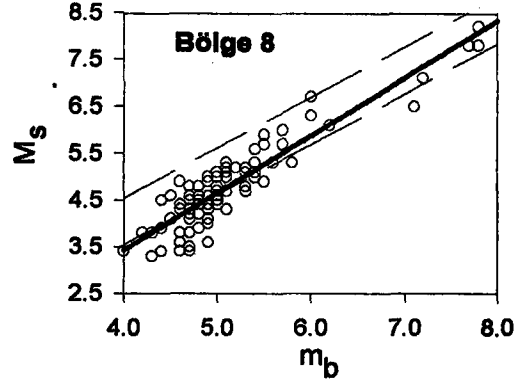
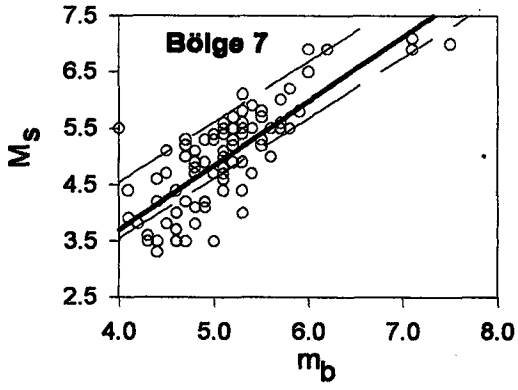
Orta Amerika ve Caribbean kuşaklarını temsil eden 14. ve 15. bölgelerde meydana gelen bindirme fayları ile ilişkili olan depremler basit kaynak-zaman fonksiyonuna (Goes ve diğ., 1993; Protti ve diğ., 1995), 14. bölgede meydana gelen doğrultu-atımlı faylarla ilişkili olan depremler ise karmaşık kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir (Fan ve diğ., 1993). Örneğin; 4 Şubat 1976 Gutemala depremi 9 aşamada gerçekleşen doğrultu-atımlı faylanma mekanizması göstermekte ve 102 s süren karmaşık kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir (Kikuchi ve Kanamori, 1991). Şekil 12'de verilen m_b - M_S ilişkilerinden her iki bölgede de $m_b=6.5$ civarında kopmalar ve basit olayların çoğunlukta olduğu gözlenmektedir. 15. bölgede ise hemen hemen karmaşık bir olay yer almamaktadır.

Tonga, Kermadec hendekleri ve Macquarie sırtı (bölge 16) ile ilişkili olan bölgede karmaşık olaylar oluşabilmektedir. 23 Mayıs 1989'da meydana gelen büyük Macquarie depremi doğrultu-atımlı olmasına karşın, kaynak-zaman fonksiyonu basittir (Valesco ve diğ., 1995). Bölgede meydana gelen depremlerin büyük bir kısmı basit olup, çok sayıda depremde basit ve karmaşık olarak sınıflandırılmamıştır (Şekil 12). Cisim dalgası magnitudü 5.9 ve derinliği 9 km olan Edgecumbe depreminin (2 Mart 1987) P dalga şekillerinin modellenmesinden elde edilen kaynak-zaman fonksiyonu 4 s süreli olup, sıfır fazlı ve basittir (Anderson ve diğ., 1990). Şekil 12'de $M_S \approx m_b \approx 6.5$ civarında depremlerde iki ayrı gruplaşma olduğu gözlenmektedir. Bu olay dalma-batma kuşaklarında üst kabuğun altında oluşan ($h \geq 35$ km) ve $m_b > M_S$ magnitudlü depremlerden kaynaklanmaktadır. Bu magnitud değerinden daha küçük olan depremlerin bazıları karmaşıktır. Bu bölgede yer alan kuşakların yaşının fazla olması (Tablo 2) karmaşık kırılmalara neden olmaktadır (Ruff ve Kanamori, 1983). Örneğin 1955 ve 1976 Tonga-Kermadec depremleri karmaşık kaynak-zaman fonksiyonlarına sahiptirler (Hartzell ve Heaton, 1955).

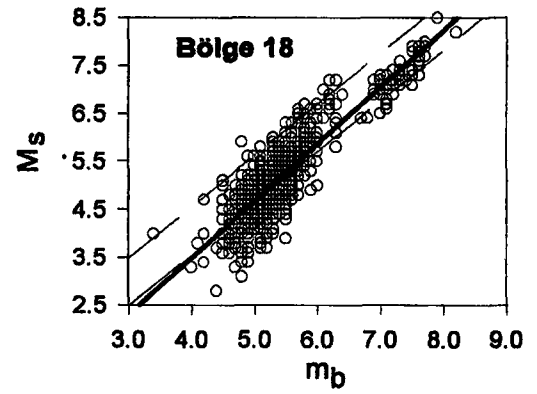
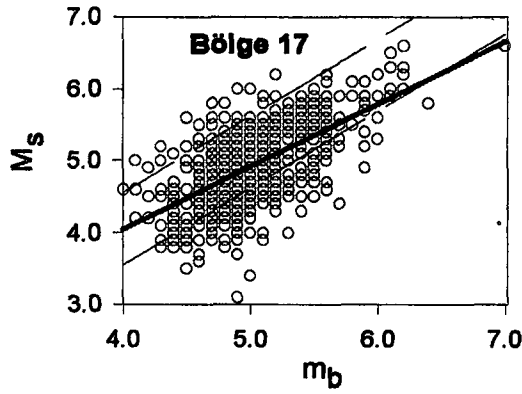
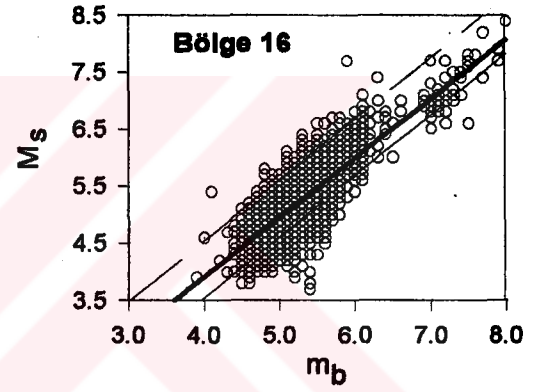
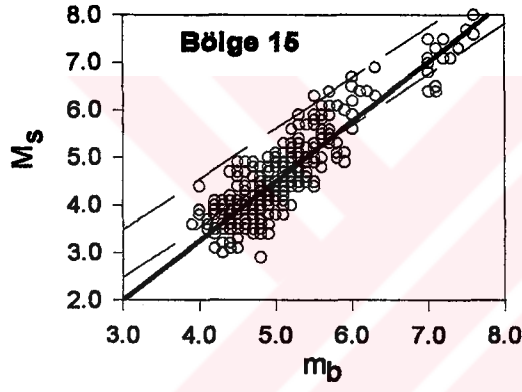
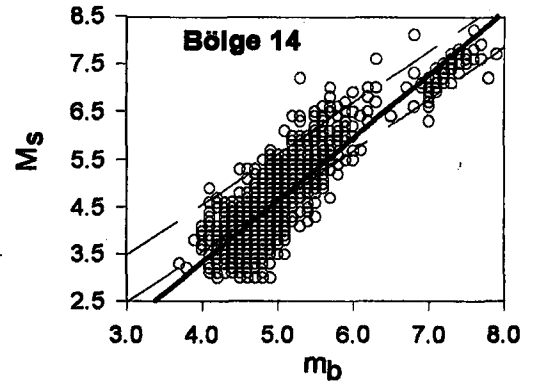
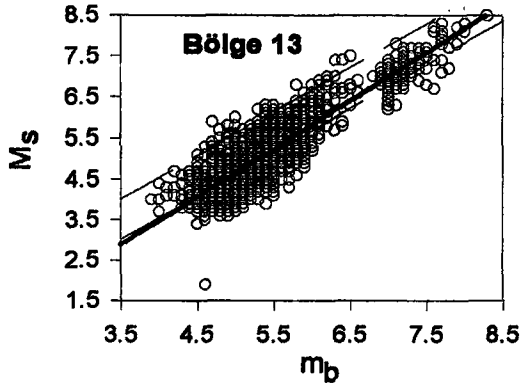


Şekil 12. Dünyanın farklı 28 bölgesi için m_b - M_s dağılımı. Üstteki kesikli çizgiler karmaşık depremlerin alt sınırını, alttaki kesikli çizgiler basit depremlerin üst sınırını ve ortadaki koyu çizgiler ise, her bir bölge için elde edilen doğrusal m_b - M_s ilişkilerini göstermektedir.

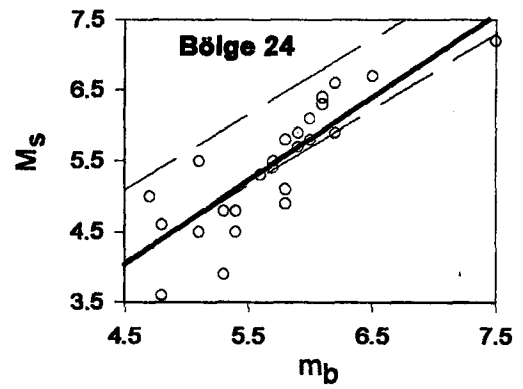
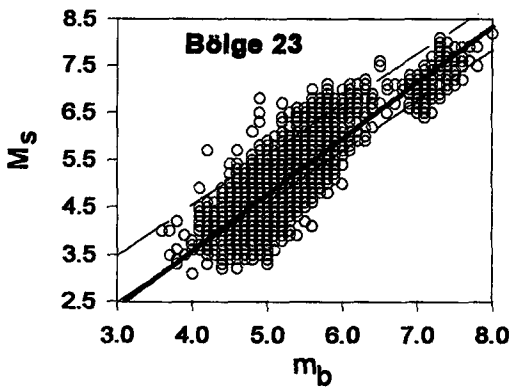
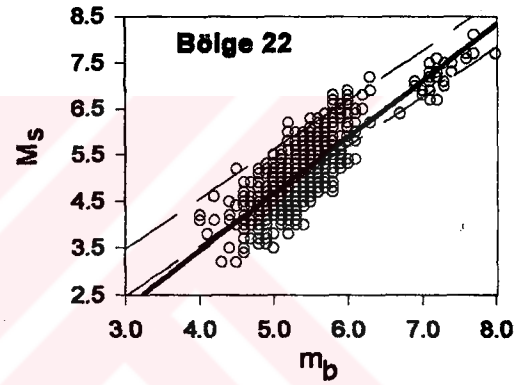
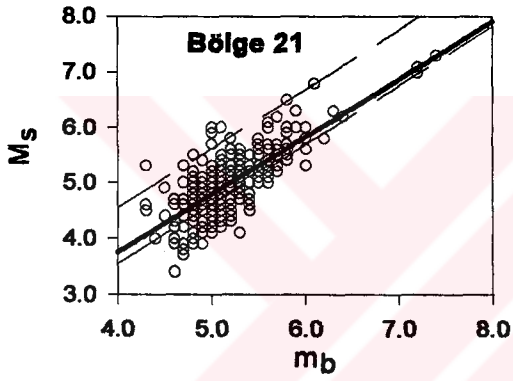
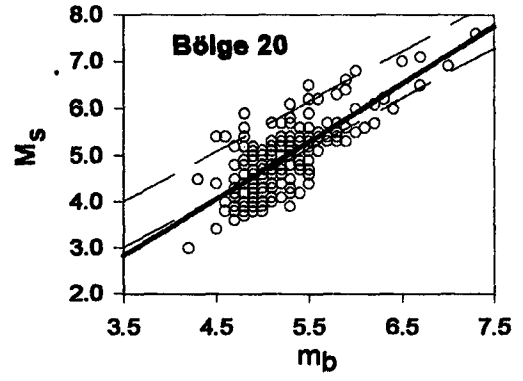
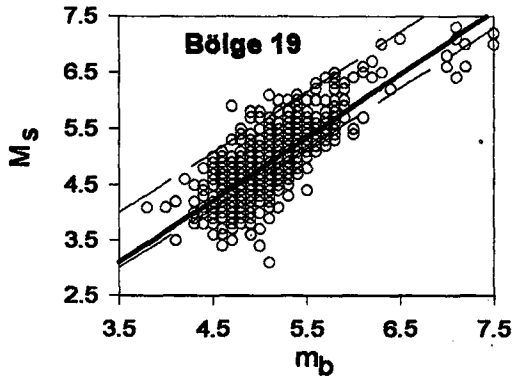
Şekil 12'nin devamı



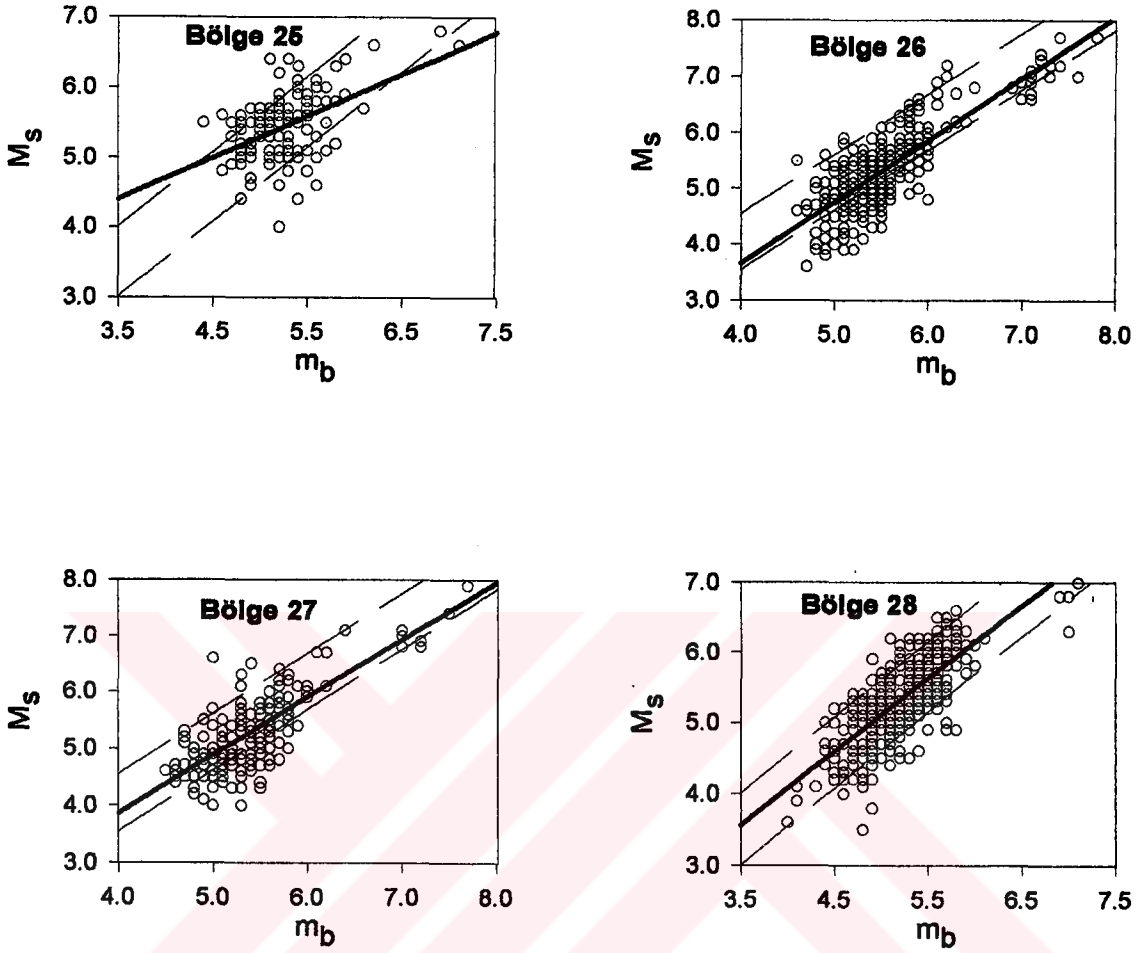
Şekil 12'nin devamı



Şekil 12'nin devamı



Şekil 12'nin devamı



Peru-Şili hendeğine (bölge 18) bağlı olarak gelişen depremlerin m_b - M_s dağılımına göre bölgede karmaşık olayların yer almadığı gözlenmektedir (Şekil 12). Şili hendeğinde oluşan büyük depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları uzun süreli olmasına rağmen (magnitüdü 7.8 olan 22 Mayıs 1960 Şili depreminin kaynak-zaman fonksiyonu yaklaşık 160 s, magnitüdü 7.5 olan 9 Haziran 1971 Şili depreminin kaynak-zaman fonksiyonu yaklaşık 40 s) basit ve sıfır fazlıdır (Hertzell ve Heaton, 1985). Uzun kaynak-zaman fonksiyonuna sahip olan bu olaylar fay alanının büyük olmasından kaynaklanmaktadır. Genç kuşaklarda kırılmalar genellikle basit olmaktadır (Ruff ve Kanamori, 1983). Bu yüzden, bu bölgede gözlenen olayların büyük bir kısmı basittir. Brezilya civarında gözlenen cisim dalgası magnitüdü 5.5'dan küçük olan depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları kısa süreli ve şekil olarak basittir (Assumpção ve Suárez, 1988). Şekil

12'de $m_b=6.0$ 'dan küçük olan depremlerin bazıları basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmamıştır.

22. bölgede üst kabukla ilişkili olarak meydana gelen depremler ters faylanmalar sonucu oluşmakta ve kaynak-zaman fonksiyonları kısa süreli (≤ 6.0 s), sıfır fazlı ve basit olaylardır (McCaffrey ve Nabelek, 1987). Sunda ve Banda sismik yaylarındaki tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen ters, normal ve doğrultu-atım mekanizması gösteren depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları kısa süreli ve basittir (McCaffrey, 1988). Şekil 12'de bölge için verilen dağılımda depremler $m_b=6.5$ civarında ayrı iki grup oluşturmaktadır. Depremlerin çoğunluğu basit, bazıları ise basit ve karmaşık olarak sınıflandırılmazken $m_b=6.0$ 'dan büyük karmaşık olay yoktur. $M_S>5.5$ olan karmaşık kırılmalar bölgedeki kuşakların yaşı ile ilişkilidir (Tablo 2).

Sismik etkinliği yüksek olan 23. bölgenin tektonik yapısı karmaşık olup çok sayıda büyük ölçekli deprem meydana gelmiştir (Newcomb ve McCann, 1987; Denham, 1987). Bölgede basit ve karmaşık olaylar yer almaktadır. Bismarck ve Archiplego civarında en az üç tane levha yer almaktadır. Bu civarda Avustralya ve Pasifik levhalarının birbirlerine göre göreceli hareketleri karmaşıktır. Johnson ve Molnar (1972) tarafından odak mekanizması çözümleri yapılan 96 depremin çoğunluğu ters faylanma göstermektedir. Bismarck levhasını ikiye ayıran sağ yönlü doğrultu-atımlı büyük bir fayın varlığından dolayı, bölgede doğrultu-atımlı fay mekanizması gösteren çok sayıda deprem oluşmuştur (Johnson ve Molnar, 1972). Şekil 12'de bölge için verilen m_b - M_S dağılımında depremlerin bazıları küçük M_S değerlerine karşın yüksek m_b değerine sahiptir. Dağılımda görünen karmaşık olaylar doğrultu-atımlı faylanmalarla ilişkili olabilir.

Batı ve Orta Avrupa'yı içeren 7. bölgede genellikle sığ odaklı depremlerin yer aldığı bölgede İtalya civarında derin depremler meydana gelmektedir. Bölgede oluşan az sayıda deprem karmaşık değildir. Cisim dalgası magnitudü 5.5'dan küçük olan depremlerin yüzey dalgası magnitudleri çok küçüktür. Bu olayların bazıları literatürde yayınlanan (Davies, 1971) veya yayınlanmayan İngiliz nükleer patlatmaları ile ilişkili olabilir. Cebelitarık Boğazı civarını içine alan 8. bölgede meydana gelen 10 Ekim 1980 El Asnam depremi ters bir faylanma sonucu oluşmuştur. Kaynak-zaman fonksiyonu üç aşamadan oluşmakta ve 15 s sürmekte olan bu depremin P dalgası şekilleri karmaşık değildir

(Yielding, 1985). Cebelitarık boğazı ile Atlas okyanusu arasındaki körfezde ters faylanmalar, daha açıklarda ise normal ve doğrultu-atımlı faylanmalar hakimdir (Grimison ve Chen, 1988). Şekil 12'de görülen basit olaylar kısa süreli (≈ 2 s) doğrultu-atımlı faylanmalarla ve göreceli olarak kısa süreli (10-15 s) olan ters faylanmalarla ilişkilidir. Daha uzun süreli kaynak-zaman fonksiyonuna (≥ 30 s) sahip ters faylanmalar ve doğrultu-atımlı faylanmalar basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmamıştır.

Türkiye ve Yunanistan civarında (9. bölge) meydana gelen depremler Ege denizindeki dalma-batma kuşağı ve Anadolu levhasının batıya doğru olan hareketine bağlıdır. Benioff (dalma-batma) kuşağındaki mekanizmalara bağlı olarak Ege sismik yayında normal, ters ve doğrultu-atımlı faylar gözlenmektedir. Şekil 12'de basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilen olaylar Batı Anadolu'da kuzey-güney doğrultulu genişlemeye bağlı olarak gelişen doğu-batı doğrultulu graben sisteminin neden olduğu normal faylanmalarla ilişkilidir (Yılmaztürk, 1992). Bu faylanmalar, Ege denizinin 240 km kadar altına dalan Afrika levhasının volkanik ada yayı gerisinde neden olduğu genişleme sonucunda meydana gelirler. Karmaşık depremler Kuzey Anadolu fayı ile ilişkilidir. Ayrıca 1969 Alaşehir ve 1970 Gediz depremleri doğrultu-atım bileşenleri olan normal faylanma görünümünde ve karmaşık kaynak-zaman fonksiyonlarına sahiptirler (Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Bitlis-Zagros ve Kafkas sıkıştırma kuşaklarını içeren basit ve karmaşık olayların yer aldığı 10. bölgenin sismik etkinliği çok yüksektir (Haessler ve diğ., 1992; Kikuchi ve diğ., 1993). Bu bölgede normal, ters ve doğrultu-atımlı faylanma gösteren depremler oluşabilmektedir (Laane ve Chen, 1989; Berberian, 1992; Gupta, 1993). Bölgede doğrultu-atımlı faylar ve doğrultu-atım bileşenine sahip bindirme fayları (Berberian ve diğ., 1992; Gao ve Wallace, 1995) ile ilişkili olan depremler fay düzlemi boyunca yavaş kırılma gösterirler. Örneğin; 7 Aralık 1988 Ermenistan depreminde ana şoku takiben kısa aralıklarla üç ayrı olay meydana gelmiş ve bu yüzden P-dalga şekli karmaşıktır (Kikuchi ve diğ., 1993). İran-Pakistan sınırında basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilen normal faylar (Laane ve Chen, 1989) ve Makran dalma-batma kuşağında karmaşık olaylar meydana gelmektedir (Byrne ve diğ., 1992). Şekil 12'de bölge için verilen m_b - M_S dağılımındaki basit olaylar kısa süreli bindirme fayları ve normal faylarla, karmaşık olaylar

ise uzun süreli doğrultu-atımlı faylanmalarla izah edilebilir. Yine, bu bölgede görülen m_b değeri yüksek M_S değeri düşük olan olaylar nükleer patlatmalarla ilgilidir.

Çin Halk Cumhuriyeti ve Sibiry'a'nın bir kısmını kapsayan 11. bölgede normal, ters ve doğrultu-atımlı faylar oluşmaktadır (Tapponnier ve Molnar, 1977; Chen ve Molnar, 1983; Zhang, 1993). Bölgede cisim dalgası magnitüdüleri 5.5-6.5 arasında değişen depremler basit kaynak-zaman fonksiyonlarına sahiptir (Nelson ve diğ., 1987; Molnar ve Lyon-Caen, 1989). Magnitüdüleri 6.5'dan büyük olan ve bindirme fayları ile ilgili olan bir kısım depremin kaynak-zaman fonksiyonu basittir. Bu bölgede yer alan büyük ölçekli doğrultu-atımlı faylara (Lay ve Wallace, 1995) bağlı olarak karmaşık depremler oluşmaktadır. Aynı şekilde bu bölgede de cisim dalgası magnitüdüleri yüksek ve yüzey dalgası magnitüdüleri küçük olan olaylar ayrı bir grup oluşturmaktadır. Bu olaylar Rusya ve Çin tarafından gerçekleştirilen nükleer patlatmalarla izah edilebilir.

Kuzey Amerika'nın büyük bir kısmını içine alan 2. bölgenin en önemli tektonik birimi San Andreas fayıdır. Bu bölgenin kuzeyinde bindirme fayları ve güneyinde doğrultu-atımlı faylanmalarla ilişkili olan depremler oluşmuştur (Hauksson, 1990). Bindirme fayları kısa süreli (≤ 30 s) ve göreceli olarak basit olaylar olmasına karşın (Estabrook ve diğ., 1992), büyük boyutlu doğrultu-atımlı faylar karmaşıktır (Hartzell ve Heaton, 1985). Kısa süreli doğrultu-atımlı faylar ise, sıfır fazlı basit kaynak-zaman fonksiyonları ile modellenebilmektedir (Doser, 1992). Şekil 12'de bölge için verilen m_b - M_S ilişkisi basit olayları temsil eden $M_S=1.07m_b-0.73$ ilişkisine çok yakındır. Bunun nedeni m_b magnitüdü 6.5'dan küçük olan depremlerin büyük bir kısmının bindirme fayları ile ilgili basit olaylar olmasıdır. Bir kısım olay basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmazken, az sayıdaki yüksek M_S magnitüdü deprem karmaşık olarak tanımlanabilir.

Sandwich hendeğinde yer aldığı 26. bölgede normal, ters ve doğrultu-atımlı faylanmaların her üçü de gözlenebilmektedir. Paleyo ve Wiens (1989), m_b magnitüdüleri 5.3-6.4 arasında değişen 20 depremin P ve SH dalga şekillerini modelleyerek kaynak-zaman fonksiyonlarının kısa süreli (≤ 10 s) ve basit faylanmalarla ilişkili olduğunu gözlemişlerdir. Şekil 12'de bölge için verilen deprem dağılımında basit olayların ağırlıkta olduğu, bir kısım olayın ise basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmadığı gözlenmektedir.

Okyanus ortası sırtların sismik etkinlikleri dalma-batma kuşaklarına oranla daha düşüktür. Buralarda çok sığ derinliklerde oluşan depremlerin magnitüdüleri çok büyük değildir. Bu bölgelerde genellikle normal ve doğrultu-atımlı faylanmalar, nadiren ters faylanmalar meydana gelmektedir (Bergman ve Solomon, 1984). 4. bölgede oluşan depremlerin bir kısmı Reykjanes sırtı ile bir kısmı ise İzlanda adasındaki volkanik aktivite ile ilgilidir. İzlanda adasında meydana gelen depremler beklenildiği üzere sığ odaklı ve küçük magnitüdü olaylardır (Arnott ve Foulger, 1994a; Arnott ve Foulger, 1994b). Şekil 12'de görülen basit olayların bir kısmı okyanus ortası sırtlarda meydana gelen genişleme ile ilgili normal faylanmalarla açıklanabilir. Ayrıca dönüşüm faylarıyla bağlantılı olan diğer depremler ise küçük boyutlu faylanmalarla ilgili olduğundan karmaşık bir kırılmaya sebep olmazlar.

Doğu Pasifik yükselimini kapsayan 17. bölgede 1965-1979 yılları arasında meydana gelen sığ odaklı ve magnitüdüleri 4.9-6.3 arasında değişen depremlerin tümü kısa süreli kaynak-zaman fonksiyonuna sahip (4-11 s) olaylardır (Bergman ve Solomon, 1984). Bunların büyük kısmı minimum fazlı kaynak-zaman fonksiyonuna sahip basit olaylardır. Şekil 12'de karmaşık gibi gözükken yüzey dalgası magnitüdü 5.5'dan küçük olan olaylar karmaşık olmaktan ziyade, kaynaktan çıkan sinyalin basit bir yol takip ederek alıcıya ulaşmamasından kaynaklanmaktadır (Douglas ve diğ., 1973). Yine bu bölgede m_b magnitüdü yüksek ve M_S magnitüdü düşük olan olaylar yer almaktadır. Pasifik yükseliminin güney-batı kısmını içeren 25. bölgedeki depremlerin az bir kısmı basit, diğerleri ise basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmayan olaylardır (Şekil 12). Okyanus ortası sırtlarda meydana gelen depremlerin yüzey dalgası genlikleri yüksek olmasına karşın, cisim dalgası genlikleri düşüktür (Kanamori ve Anderson, 1975). Bu yüzden şekilde görülen M_S magnitüdü yüksek m_b magnitüdü düşük olaylar karmaşık kırılmalardan ziyade tipik okyanus ortası sırt depremleri olduğu göz önünde bulundurulmalıdır. Bergman ve Solomon (1984), Orta atlantik sırtı üzerinde (bölge 19) normal, ters ve doğrultu-atımlı mekanizma gösteren depremlerin tümünün basit olduğu ve çok kısa süreli kaynak-zaman fonksiyonları ile modellenebildiklerini göstermişlerdir. Şekil 12'de bölge için verilen m_b - M_S dağılımında sığ odaklı küçük ve büyük ölçekli depremlerin büyük bir kısmının basit

olduğu gözlenmektedir. Diğer olaylar basit olarak yorumlanamamasına rağmen, fay sürelerinin çok kısa olmasında dolayı karmaşık olarak yorumlanamaz.

Carlsberg sırtı ile ilişkili olan 21. bölgede 1965-1976 yılları arasında m_b magnitüdüleri 5.0-6.0 arasında değişen depremlerin odak mekanizması çözümleri normal faylanma göstermektedir (Bergman ve Solomon, 1984). Ayrıca, diğer magnitüdüdeki depremlerin de basit P-dalgası şekline sahip oldukları ve normal fay mekanizması gösterdikleri bilinmektedir (Wiens ve Stein, 1984). Şekil 12'de bölge için verilen depremlerin büyük bir kısmının basit olaylar olduğu, bazılarının ise basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmadığı gözlenmektedir. $M_S \leq 5.5$ olan depremler kaynaktan çıkan sinyalin karmaşık bir yol izleyerek alıcıya ulaşmasından dolayı, karmaşık gibi gözükmektedir. Güney-batı Hindistan okyanus ortası sırtı (bölge 27) ve güney-doğu Hindistan okyanus ortası sırtı (bölge 28) ile ilişkili olan depremler normal veya doğrultu-atımlı fay mekanizması göstermektedir (Banghar ve Sykes, 1969; Wiens ve Stein, 1984). Şekil 12'de her iki bölge için verilen dağılımlarda depremlerin bir kısmının basit, büyük bir kısmının ise basit veya karmaşık olarak sınıflandırılmadığı görülmektedir.

Doğu Afrika kıtasal açılma kuşağını kapsayan 20. bölgede genellikle üst kabukta oluşan depremlerin büyük bir kısmı normal faylanma, bazıları ise doğrultu-atımlı faylanma göstermektedir (Fairhead ve Stuart, 1982; Shudofsky, 1985; Dziewonsky ve diğ., 1986). Bu olaylar genellikle normal veya doğrultu-atım bileşeni içeren şekil olarak basit, kaynak-zaman fonksiyonları kısa süreli olan normal faylanmalar ile ilgilidir (Wagner ve Langston, 1988). Şekil 12'de bölgeye ait depremlerin m_b - M_S dağılımında basit kırılma ile izah edilebilecek çok sayıda deprem yer almaktadır. Avustralya kıtasını içeren 24. bölgede meydana gelen sığ odaklı depremler genellikle bindirme fayları ile ilişkili olan basit olaylardır. Bunların büyük bir kısmının kaynak-zaman fonksiyonları çok kısa süreli (5.0 s'den daha küçük) ve minimum fazlıdır (Fredrich ve diğ., 1988). Şekil 12'de bölge için verilen m_b - M_S dağılımında yer alan depremlerin büyük bir kısmı basit olarak sınıflandırılırken, bir kısmı ise sınıflandırılmamıştır. Yine bu dağılımda m_b magnitüdü yüksek ve M_S magnitüdü düşük depremlerin varlığı ilgi çekmektedir. Greenland ve kuzey Amerika'nın bir kısmını içine alan 3. bölgenin sismik etkinliği çok düşüktür. Şekil 12'de bölge ile ilgili olan sığ odaklı ve küçük magnitüdü depremlerin tümü basittir. Aynı

şekilde etkinliği düşük olan Sibiryaya ve İskandinavya'nın bir kısmını kapsayan 5. bölgede meydana gelen sığ odaklı depremlerin m_b - M_S dağılımında saçılmalar görülmektedir. Bölgede yüksek m_b 'ye karşın düşük M_S 'ye sahip olan çok sayıdaki deprem Sovyet nükleer patlatmalarından kaynaklanan olaylardır. Sismik etkinliği düşük olan 6. bölgede oluşan depremler doğu Amerika ile ilgili depremlerdir. Bunlar genellikle, bindirme fay mekanizması gösteren basit kaynak-zaman fonksiyonuna sahip depremler (Bent, 1996) ve patlatmalar görünümündedir. Örneğin 1 Kasım 1925 depremi 5 s'lik bir kaynak-zaman fonksiyonu ile modellenenmektedir (Bent, 1992). Bölgede herhangi bir karmaşık olayın yer almadığı Şekil 12'den görülmektedir.

2.3. Magnitüd-Enerji ve Moment İlişkileri: Global Enerji ve Moment Dağılımı

Deprem oluşumu ile ortaya çıkan sismik enerji oluştuğu kaynağın büyüklüğüyle ilişkili olup, kinetik ve potansiyel enerjinin toplamına eşittir. Sismik enerji zaman ve mekan ortamında hesaplandığından dolayı, kaynak-zaman fonksiyonları uzun olan ve aynı zamanda ardışık kırılmaları içeren karmaşık depremlerde daha büyüktür (Kikuchi ve Fukao, 1988). Enerji doğrudan deprem kayıtları üzerinden veya geliştirilen ampirik enerji-magnitüd ilişkilerini kullanarak hesaplanabilir. Enerjiyi doğrudan belirlemek için yapılan çalışmalar 3 ana başlıkta toplanabilir. Bunlar; (1) Cisim dalgalarının modellenmesinden elde edilen kaynak-zaman fonksiyonlarını kullanarak (Vassiliou ve Kanamori, 1982; Kikuchi ve Fukao, 1988), (2) telesismik geniş-band P-dalgalarının spektrumundan (Boatwright ve Choy, 1986; Houston, 1990), (3) frekans veya zaman ortamında gözlenmiş olan broad-band yakın-kaynak kayıtlarını kullanarak (Thatcher ve Hanks, 1973; Bolt, 1986; Shoja-Taheri ve Anderson, 1988; Smith ve diğ., 1989; Cocco ve Rovelli, 1989; Kanamori ve diğ., 1993a) enerjinin hesaplanması şeklinde sıralanabilir. Pratikte ise enerji, doğrudan magnitüd bilgisini dikkate alınarak ampirik olarak geliştirilmiş magnitüd-enerji ilişkileri kullanılarak hesaplanabilir (Choy ve Boatwright, 1995). Değişik magnitüd türleri için birbirinden farklı magnitüd-enerji ilişkileri geliştirmiştir. Gutenberg ve Richter (1956), Solovyev ve Solovyeva (1967), Murphy ve Muller (1971), Båth (1973) cisim dalgası magnitüdü (m_b)-enerji ilişkisi için değişik

ilişkiler elde etmişlerdir. Smith ve diğ. (1989), Thatcher ve Hanks (1973) ve Bâth (1978) lokal magnitüd (M_L) ile enerji arasında değişik ilişkiler elde etmişlerdir.

Sismik moment bir depremin toplam boyutunu göstermekte olup, deprem sonucunda gözlenen fay alanı ve dislokasyonunla ilişkilidir (Lay ve Wallace, 1995). Sismik momenti hesaplamak için yapılan çalışmalar doğrudan deprem kayıtları üzerinden belirleme veya ampirik moment-magnitüd ilişkilerini kullanarak belirleme esaslarına dayanır. Momenti sismogramlar üzerinden belirleme yöntemleri; cisim dalgalarının modellenmesi ve inversiyonu (Hanks ve Wyss, 1972; Molnar ve diğ. 1973; Burdick ve Mellman, 1976; Kikuchi ve Fukao, 1987; Nâbêlek, 1984), yüzey dalgalarının modellenmesi ve inversiyonu (McCowan, 1976; Mendiguren, 1977; North, 1977; Aki ve Patton, 1978; Main ve Burton, 1990) ve CMT (Centroid Moment Tensor) çözümleri (Giardini ve diğ., 1985, Sipkin, 1986; Dziewonski ve diğ., 1987) şeklinde sıralanabilir.

Brune (1968), San Andreas fayı boyunca meydana gelen depremleri kullanarak sismik momentin magnitüdün fonksiyonu olarak ifade edilebileceğini göstermiştir. Bu yıllardan sonra, moment-magnitüd ilişkileri deprem mekanizması çalışmalarında önemli hale gelmiştir. Bu amaçla, değişik magnitüd ilişkileri için değişik doğrusal moment-magnitüd ilişkileri geliştirmiştir. Hermann (1980), Nuttli (1985), Main ve Burton (1990) cisim dalgası magnitüdü (m_b)-moment, Kanamori (1977), Singh ve Havskov (1980) moment magnitüdü (M_w)-moment arasında, Wyss ve Brune (1968), Aki (1969), Thatcher ve Hanks (1973), Johnson ve McEvelly (1974), Bakun ve Bufe (1975), Gibowics (1975), Spottiswoode ve McGarr (1975), Bakun ve diğ. (1976), Hanks ve Boore (1984) lokal magnitüd (M_L) ile moment arasında değişik ilişkiler elde etmişlerdir.

Bu bölümde, yüzey dalgası magnitüdü-enerji ve yüzey dalgası magnitüdü-moment arasında literatürde yer alan ilişkilerin bazıları irdelenecek ve son yıllarda meydana gelen depremlerde kullanılarak yeni ilişkiler geliştirilerek. Elde edilecek bağıntılarla literatürde yapılan çalışmalar karşılaştırılarak, benzerlik ve farklılıklar araştırılacaktır. Ayrıca, göz önünde bulundurulmuş 28 farklı bölge için toplam enerji ve toplam momentler ampirik olarak hesaplanacaktır.

2.3.1. Global Depremler İçin M_S -Log E_S İlişkisi

Magnitüd-enerji arasındaki ilişkiyi gösteren genel bağıntı $\text{Log}E=a+bM$ şeklinde verilmiştir (Richter, 1958). Burada E enerjii, a ve b sabit katsayıları, M ise magnitüdü göstermektedir. Dünyanın değişik bölgeleri için farklı veriler kullanılarak a ve b katsayıları belirlenmeye çalışılmıştır. M_S -Log E_S arasındaki ilişkiyi veren çalışmalardan bazıları aşağıda verilmiştir.

$$\text{Gutenberg (1956)} \quad \text{Log}E_S = 1.50 M_S + 11.80 \quad (16)$$

$$\text{Báth (1966)} \quad \text{Log}E_S = 1.44 M_S + 12.24 \quad (17)$$

$$\text{Gutenberg ve Richter (1956)} \quad \text{Log}E_S = 1.80 M_S + 12.00 \quad (18)$$

$$\text{di Filippo- Marcelli (1949)} \quad \text{Log}E_S = 2.15 M_S + 9.15 \quad (19)$$

$$\text{Richter (1958)} \quad \text{Log}E_S = 1.50 M_S + 11.40 \quad (20)$$

$$\text{Iida (1971)} \quad \text{Log}E_S = 1.40 M_S + 12.66 \quad (21)$$

$$\text{Ohnaka (1978) ilişkisi} \quad \text{Log}E_S = 1.89 M_S + 8.82 \quad (22)$$

$$\text{Choy ve Boatwright (1995)} \quad \text{Log}E_S = 1.50 M_S + 4.40 \quad (23)$$

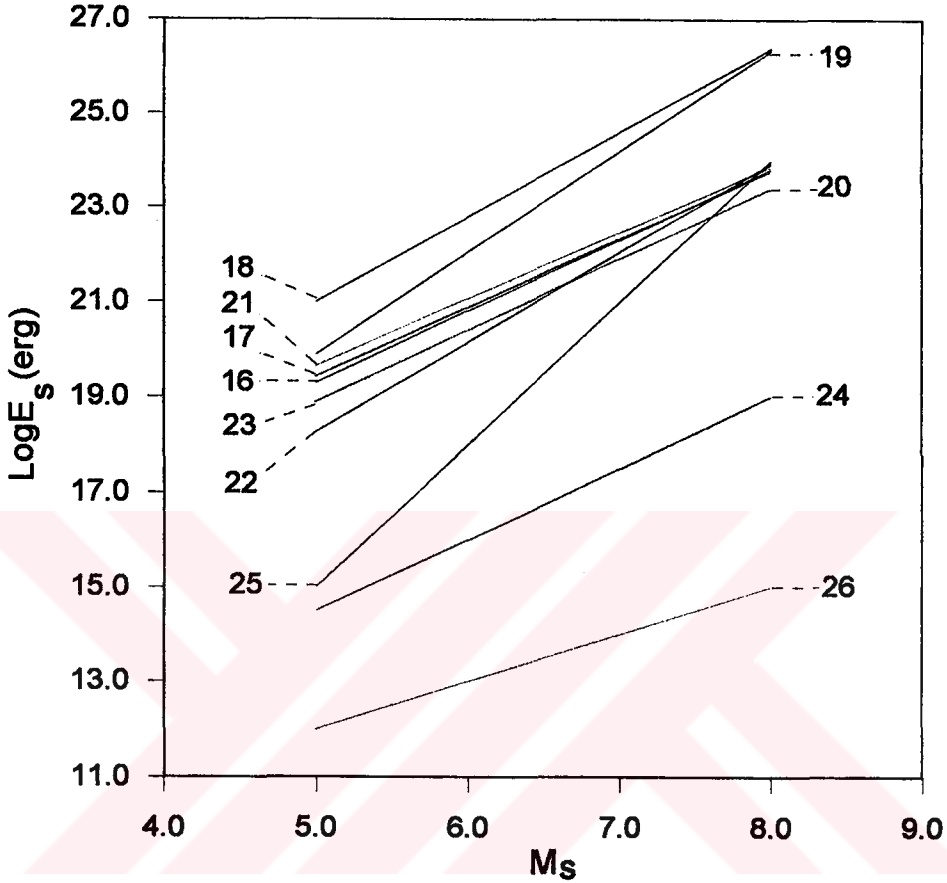
$$\begin{aligned} &\text{Kanamori ve Anderson (1975)} \\ &\text{(büyük magnitüdü depremler için)} \quad \text{Log}E_S = 1.50 M_S \quad (24) \end{aligned}$$

$$\text{Liebermann ve Pomeroy (1970)} \quad \text{Log}E_S = 3.0 M_S \quad (25)$$

$$\begin{aligned} &\text{Kanamori ve Anderson (1975)} \\ &\text{(Küçük magnitüdü depremler için)} \quad \text{Log}E_S = M_S \quad (26) \end{aligned}$$

Diğer magnitüd-enerji ilişkileri Báth (1981) tarafından yayınlanmıştır. Yukarıda verilen ilk sekiz bağıntı tüm magnitüd değerleri için, (25) bağıntısı çok büyük depremler için, (26) bağıntısı ise küçük depremler için önerilmiştir. (24) bağıntısı tüm depremler için geçerli olmasına rağmen, tüm deprem aralıkları için verilen diğer ilişkilere oranla daha

küçük enerji değerleri vermektedir. Yukarıda verilen onbir değişik bağıntı kullanılarak, 5.0-8.0 aralığında değişen teorik M_S değerleri için hesaplanmış olan M_S - $\text{Log}E_S$ ilişkileri Şekil 13'de çizilmiştir.



Şekil 13. (16)-(26) bağıntıları kullanılarak hesaplanan M_S - $\text{Log}E_S$ ilişkileri.

Enerji birimi N.m alınarak hesaplanan (23) ilişkisi grafiklenirken birimi erg'e çevrilmiştir. Bu bağıntı geliştirilirken dünyada 1986-1991 yılları arasında meydana gelmiş olan $M_S \geq 5.8$ magnitudüne sahip sığ odaklı 397 deprem kullanılmıştır (Choy ve Boatwright, 1995). Bu grafiklerden (16), (17), (20), (21), (22) ve (23) bağıntılarıyla elde edilen ilişkiler bir kümeleşme gösterdiğinden, bu ilişkilerle hesaplanacak olan enerji miktarları birbirlerine yakın olacaktır. Yukarıda verilen bağıntılar arasında en büyük enerji değerleri (18) ve (19) bağıntılarıyla hesaplanacaktır. (23) bağıntısının birimi erg'e çevrildiğinde, b katsayısı 11.40'a eşit olduğundan dolayı, bu bağıntının a ve b katsayıları

(20) bağıntısında verilen katsayılara eşit olacaktır. Bu yüzden, bu iki bağıntıdan hesaplanacak enerji değerleri aynı olacaktır. Pratikte M_S - $\text{Log}E_S$ arasındaki ilişkiyi hesaplamak için yaygın olarak (16) ve (17) bağıntıları kullanılmaktadır (Båth ,1981). Ayrıca Choy ve Boatwright (1995)'in geliştirmiş oldukları ilişkide, bu iki ilişkiye yakın enerji değerleri vermektedir.

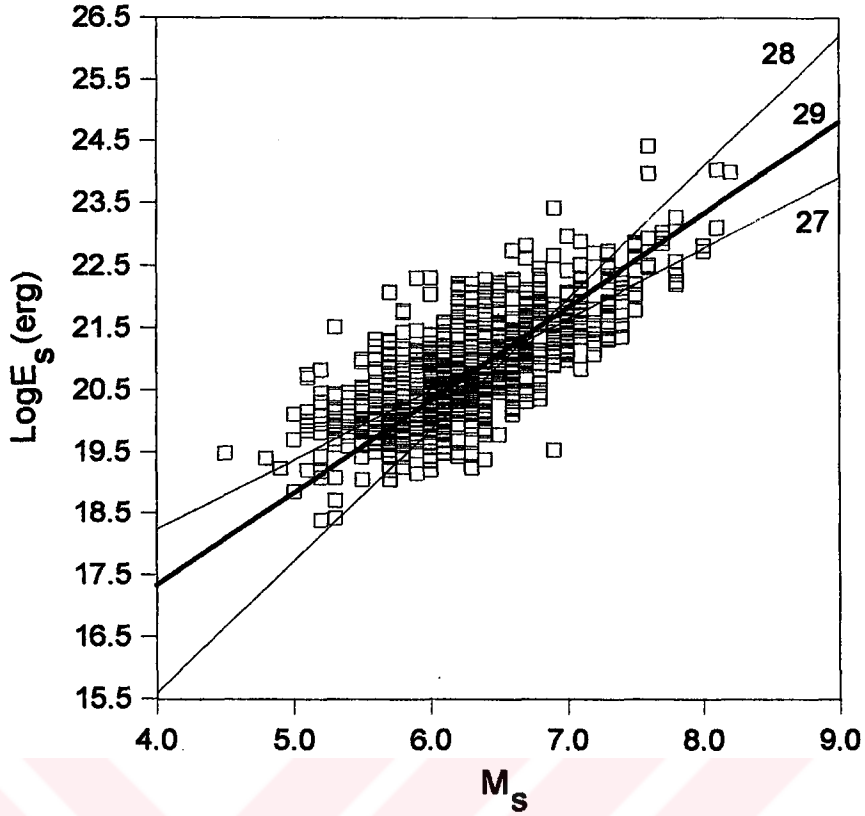
Choy ve Boatwright (1995), 397 deprem için b katsayısını sabit (1.5) alıp, sadece a katsayısını hesaplayarak (23) bağıntısını hesaplamışlardır. İstatistiksel olarak bir veri grubu üç şekilde gözlenebilir. Birinci durumda, X değişkeni sabit olmak üzere diğer Y değişkeni deneysel olarak gözlenmiş olabilir. İkinci durumda, Y değişkenine bağlı olarak X değişkeni deneysel olarak elde edilmiş olabilir. Üçüncü durumda ise, her iki değişkende deneysel olarak gözlenmiş olabilir. Birinci durumda Y değişkeni, ikinci durumda X değişkeni ve üçüncü durumda her iki değişken hata içerebilecektir. En küçük kareler yöntemi her iki değişkende saçılım gösteren herhangi bir veriye uygulandığı zaman, X ve Y eksenlerinin birininin bağımlı, diğerinin bağımsız değişken alınması durumunda hatalı sonuçlar bulunabilir (Bolt 1978; Båth, 1981). Hata içermediği düşünülerek X eksenini bağımsız alındığında a katsayısı olduğundan büyük, b katsayısı daha küçük çıkacaktır. Tersini durumda, Y değişkenininin bağımsız alınması durumunda bunun tersi geçerli olacaktır. Verilerin her iki eksenin de hata içereceği düşünülerek, her iki değişkeninde bağımlı alınması daha doğru sonuçlar verecektir. Bu durum, sığ depremlere uygulanarak,

$$\text{Log}E_S (\text{erg})=1.13 M_S +13.76 \quad M_S \text{ bağımsız değişken} \quad (27)$$

$$\text{Log}E_S (\text{erg})=2.12 M_S +7.11 \quad E_S \text{ bağımsız değişken} \quad (28)$$

$$\text{Log}E_S (\text{erg})=1.5 M_S +11.32 \quad \text{Her iki değişkende bağımlı} \quad (29)$$

bağıntıları elde edilir. Şekil 14'de depremlerin magnitüd-enerji dağılımlarının üzerine (27), (28) ve (29) bağıntıları çizilmiştir. Her iki ekseninde bağımlı alınması durumunda bulunan doğrusal ilişkinin veriyi daha iyi temsil ettiği gözlenmektedir. Elde edilen (29) bağıntısı (20) ve (23) bağıntılarına çok yakındır. Sadece a katsayısında 0.08 birimlik bir fark vardır. Ayrıca pratikte yaygın olarak kullanılan (16) bağıntısıyla eğimi aynı, b katsayısı arasında 0.48 birimlik bir fark vardır. Bu farklar artan veri sayısı ile ilişkilidir.



Şekil 14. (27) , (28) ve (29) bağıntılarıyla hesaplanan M_S - $\text{Log}E_S$ ilişkileri.

2.3.2. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Magnitüd-Deprem Sayısı Dağılımı

Magnitüdü 5.0'den büyük sığ depremler için, magnitüd aralığı 0.5 artırılarak tüm bölgelerde elde edilen deprem sayısı-magnitüd ilişkileri Ek 4'de verilmiştir. Magnitüdün büyüklüğü arttıkça gözlenen deprem sayısı hızlı bir şekilde azalmaktadır. Depremlerin büyük bir kısmı (yaklaşık % 88) 5.0-6.5 aralığında yer almaktadır. Büyük magnitüdü depremler sismik ada yaylarında ve aktif kıtasal dönüşüm faylarda meydana gelmektedir (Lobkovsky ve diğ., 1991). Kanamori (1986), 1904-1985 yılları arasında oluşan büyük depremlerin dalma-batma kuşakların ile ilişkili olan hendek bölgelerinde (Aleutian, Peru-Şili, Tonga, Kamçatka, Filipin v.b), kıtasal çarpışma kuşaklarında (Himalayalar, Zagros v.b) ve kıtasal dönüşüm faylarının yer aldığı bölgelerde (San Andreas, Kuzey Anadolu fay sistemleri) oluştuğunu göstermiştir. Ek 4'de magnitüdü 7.5'dan daha büyük olan depremlerin dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde (1., 10., 11, 12., 13., 14., 15., 16., 18., 22., 23. ve 26. bölgeler) ve San Andrés fayı ve Kuzey Anadolu fayının yer

aldığı bölgelerde gözlenmiştir. Okyanus ortası sırt ve bunlarla ilgili olarak meydana gelen dönüşüm faylarda genellikle büyük magnitüdü depremler oluşmaz (Bergman ve Solomon, 1984). Bu bölgelerle ilişkili olan 4., 17. 19., 21., 25., 27. ve 28. bölgeler için çizilen magnitüd-deprem sayısı grafiklerinde depremlerin magnitüdüleri genellikle 7.5'dan daha küçüktür. Doğu Afrika açılımının yer aldığı bölgede ve Avrupa'da oluşan depremlerin magnitüdüleri 7.0'den daha küçüktür. Bu bölgelerde hesaplanan büyük magnitüdü depremler ampirik ilişkilerle yapılan hesaplamalardan kaynaklanmaktadır. Sismik etkinliği düşük olan 3. bölgede az sayıda deprem için geliştirilen doğrusal ilişkilerden dolayı (Ek 2), büyük magnitüdü elde edilmiştir. Diğer etkinliği yüksek olmayan bölgelerde gözlenen depremlerin büyük bir kısmı 5.0-5.5 magnitüd aralığında yer almaktadır.

2.3.3. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Toplam Enerji Dağılımı

Deprem kataloğunda yer alan depremlerin enerjileri (29) bağıntısıyla ampirik olarak hesaplanmış, daha sonra her bir bölgeye düşen değerler toplanarak 93 yıllık zaman süresince açığa çıkan toplam enerji elde edilmiştir. Hesaplanan toplam enerjiyi kullanan deprem sayısı ve magnitüdün büyüklüğü etkilemektedir. Bu sebepten dolayı, katalogta her bir bölge için verilen deprem sayısı hesaplanan toplam enerjilerle birlikte Şekil 15'de verilmiştir. Magnitüd ile hesaplanan enerjinin logaritması arasında doğrusal bir ilişki olması nedeniyle büyük magnitüdü depremlerin enerjisi büyük olacaktır. Büyük magnitüdü depremlerin dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm fayların üzerinde gözlenmesinden dolayı, yüksek enerjiler bu bölgelerde elde edilecektir. Ayrıca, hesaplanan magnitüdü büyük depremlerin sayısı da etkilemektedir. 1900-1992 yılları arasında 93 yıllık bir zaman sürecinde, dünyada meydana gelen yüzey dalgası magnitüdü 5.0'den büyük 19990 adet sığ deprem için 1.03×10^{26} erg'lik bir toplam enerji boşalımı hesaplanmıştır. Bu zaman süresinde her bir yıla düşen enerji boşalımı 1.1×10^{24} erg civarındadır. Sismik etkinliği yüksek olan ve çok sayıda büyük depremin gözlemlendiği (Kanamori, 1971; Kanamori, 1977; Tichelaar ve Ruff 1993) 13. bölge için, 2201 deprem verisi kullanılarak hesap edilen 2.22×10^{25} erg toplam enerji, global enerjinin yaklaşık %21.5'lik bölümünü

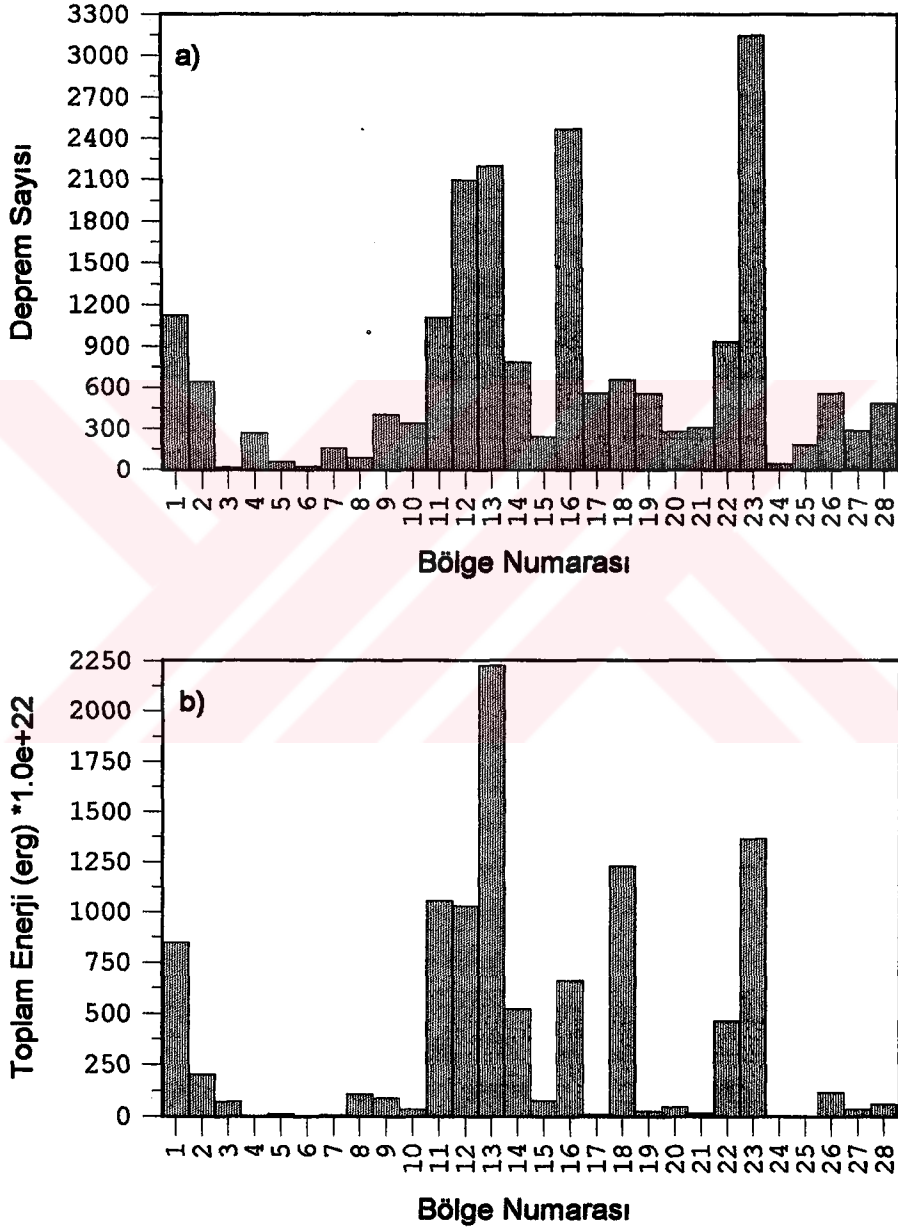
içermektedir. 23. bölgede oluşan deprem sayısı tüm bölgelerden fazla olmasına rağmen, bölge için hesaplanan enerji boşalımı 13. bölge için bulunan değerden daha küçüktür. Bunun sebebi, bölgede gözlenen depremlerin büyük bir kısmının 5.0-6.0 aralığında (Ek 4) yoğunlaşmasından ve çok büyük magnitüdü deprem sayısının 13. bölgeden daha az olmasından kaynaklanmaktadır. 18. bölgede rapor edilen deprem sayısı 12. bölgeden daha az olmasına rağmen (yaklaşık 1/3'ü kadar), bölgede yer alan büyük magnitüdü depremin fazlalığı nedeni ile hesaplanan toplam enerji 12. bölgeye oranla daha fazladır. Bu bölgelerin dışında hesaplanan yüksek enerjiler sırası ile 11., 1., 16., 15. 22. ve 2. bölgelerde elde edilmiştir. Göz önünde bulundurulmuş zaman periyodunda hesaplanan toplam enerjinin yaklaşık %93'ü yukarıda sayılan değişik on bölgede gözlenmiştir. Dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde en düşük enerji, Sandwich hendeğinin yer aldığı 26. bölgede elde edilmiştir.

Kıtasal çarpışma ile oluşan Himalayalarda gözlenen deprem sayısının fazlalığı ve büyük magnitüdü çok sayıda depremin oluşması nedeniyle, bu kuşak Zagros çarpışma kuşağına oranla daha aktiftir (Nı ve Barazangi, 1986; Zhang, 1993). Bu yüzden 11. bölgede hesaplanan toplam enerji 10. bölgede hesaplanan enerjiden daha büyüktür. Kuzey-batı Afrika, Türkiye ve Caribbean levhasını içeren bölgelerde hesaplanan toplam enerji 7.65×10^{23} - 10.8×10^{23} erg arasında değişmektedir. Greenland'ı kapsayan 3. bölgenin sismik etkinliği düşük olmasına rağmen, az sayıda rapor edilen depremlerden ampirik olarak hesaplanan M_S magnitüdülerinin büyük olmasından dolayı (Ek 4), hesaplanan toplam enerji miktarı yüksektir.

Okyanus ortası sırt ve yükselimsel sismik etkinliği dalma-batma kuşaklarına oranla daha düşüktür. Ayrıca bu bölgelerde büyük magnitüdü depremler oluşmamasından dolayı, dalma-batma kuşaklarına oranla daha düşük enerjiler elde edilmiştir. Okyanus ortası sırt ve yükselimsel sismik etkinliği içeren 4., 17., 19., 21., 25., 27. ve 28. bölgelerde hesaplanan toplam enerji 4.5×10^{22} - 5.9×10^{23} erg arasında değişmektedir. Bu bölgelerde en yüksek enerji güney-doğu Hindistan sırtını içeren 28. ve güney-batı Hindistan sırtını içeren 27. bölgelerde gözlenmiştir. Bu farklılık katalogda iki bölge için ampirik olarak geliştirilen ilişkilerle hesaplanan magnitüdü 7.5'dan büyük olan depremlerden kaynaklanmaktadır (Ek 4). Yukarıda sayılan okyanusal oluşumlarla ilgili olan yedi bölgenin tümünde hesap-

lanan 1.53×10^{24} erg enerji, toplam global enerjinin yaklaşık % 1.5'lük bölümüne karşılık gelmektedir.

Toplam enerjinin en az olduğu bölgeler, sismik etkinliğin çok düşük olduğu, Avustralya kıtasını kapsayan 24. bölge ve kuzey-doğu Amerika'yı içeren 5. bölgedir. Bu bölgeler için 2.4×10^{22} ve 2.1×10^{22} erg toplam enerjiler hesaplanmıştır. Ayrıca kuzey Rusya'nın yer aldığı 6. bölgede 13.5×10^{22} erg'lik toplam enerji değeri elde edilmiştir.

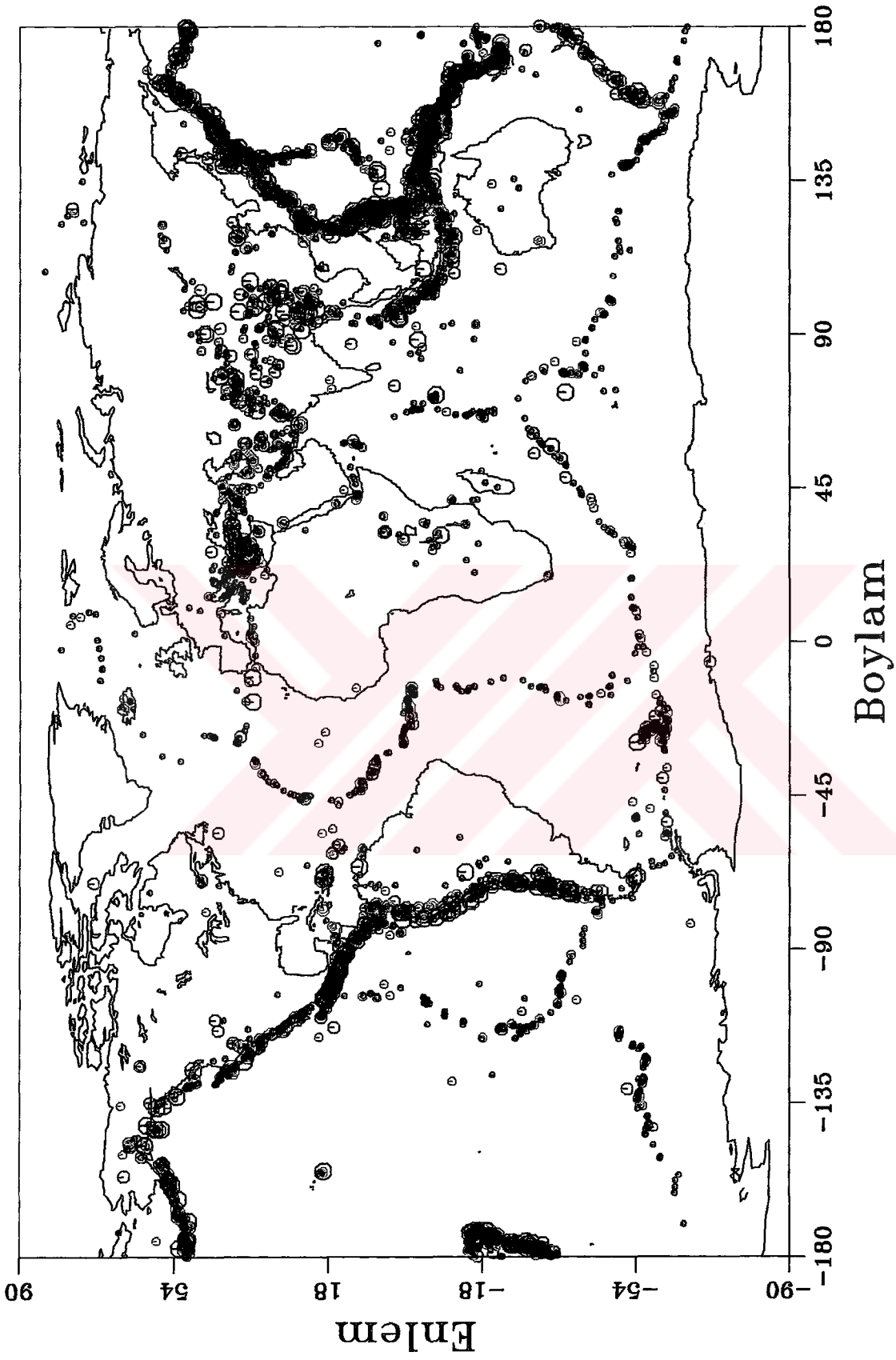


Şekil 15. Dünyanın farklı 28 bölge için hesaplanana) deprem sayısı ve b) ampirik hesaplanan toplam enerji dağılımı.

2.3.4. Momenti Bilinen Depremlerin Episantr Dağılımı

Odak mekanizması çözümlerinin yer aldığı katalogda magnitudü 5.0'den büyük olan 4075 sığ depremin moment büyüklüğüne göre episantr dağılımları Şekil 16'da verilmiştir. Ruff ve Kanamori (1980), Ruff ve Kanamori (1983), Kanamori (1986) Pacheco ve Sykes (1992), Choy ve Boatwright (1995) ve Wagner (1996) momentleri büyük olan depremlerin dalma-batma kuşaklarında bindirmeler sonucu oluştuğunu ve genç kuşaklarda oluşan depremlerin yaşlı kuşaklara oranla daha büyük moment değerine sahip olduğunu belirlemişlerdir. Moment değerleri 1.0×10^{27} dyn.cm'den büyük olan depremler genellikle dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde meydana gelmiştir. Yüksek momentli depremler, bu kuşaklarda bindirmelere bağlı olarak oluşan ters faylarla ilişkilidir.

Dalma-batma kuşaklarında, moment değerleri 1.0×10^{27} dyn.cm'den daha büyük olan depremler yoğun olarak Peru-Şili hendeği üzerinde gözlenmiştir. Tonga, Kermadec ve Yeni Zelanda kuşaklarını içeren 16. bölgede yüksek momentli birkaç deprem dışında, diğer depremlerin momentleri genellikle 1.0×10^{27} dyn.cm'den daha küçüktür. Dalma-batma kuşaklarında oluşan depremlerde gözlenen momentin veya net deformasyonun büyüklüğü dalan okyanusal litosferin yaşı ve dalma hızı ile ilişkilidir. Daha genç ve levhaların hızlı hareket ettiği kuşaklarda daha büyük momentli depremler oluşmaktadır. (Ruff ve Kanamori, 1980; Ruff ve Kanamori, 1983; Kanamori, 1986). Kıtasal çarpışma kuşakları ile ilişkili olan kuşaklarda en yüksek moment değerleri Himalaya çarpışma kuşağında gözlenmiştir. Zagros ve Kafkas bindirme kuşağında oluşan depremlerin momentleri 1.0×10^{27} dyn.cm'den küçüktür. San Andreas fayı ve Kuzey Anadolu fayı üzerinde oluşan depremlerin momentleri genellikle 1.0×10^{27} dyn.cm'den daha küçüktür. okyanus ortası sırt ve yükselimlerle ilişkili olan depremlerin momentleri genellikle 1.0×10^{26} dyn.cm'den daha küçük ve çoğunluğunun momenti 1.0×10^{25} dyn.cm'den daha küçüktür. Bu bölgelerde moment değerleri 1.0×10^{26} dyn.cm'den büyük olan deprem sayısı çok azdır. Doğu Afrika açılımında ve sismisitesi düşük olan bölgelerde oluşan depremlerin momentleri 1.0×10^{26} dyn.cm'den daha düşüktür.



Şekil 16. Sismik momentin büyüklüğüne göre global depremlerin episantır dağılımı (Mo -dyn.cm'dir).

2.3.5. Global Depremler İçin M_S -Log M_0 İlişkisi

Magnitüd-sismik moment arasındaki ilişkinin genel bağıntısı $\text{Log}M_0=cM+d$ şeklinde verilmiştir (Hanks ve Boore, 1984). Burada, M_0 momenti c ve d sabit katsayıları göstermektedir. Değişik bölgeler için farklı veriler kullanılarak c ve d katsayılarını belirlemeye çalışılmıştır. M_S -Log M_0 arasındaki ilişkileri geliştirmek amacı ile yapılan çalışmalardan bazıları aşağıda verilmiştir.

$$\text{Brune ve King (1967)} \quad \text{Log}M_0=M_S+19.2 \quad (30)$$

$$\text{Aki (1972a)} \quad \text{Log}M_0= M_S+11.6 \quad (31)$$

$$\text{Enescu (1977)} \quad \text{Log}M_0=1.34M_S+17.53 \quad (32)$$

$$\text{Hanks ve Kanamori (1979)} \quad \text{Log}M_0=1.5M_S+16.0 \quad (33)$$

$$\text{Ekström ve Dziewonski (1988)} \quad \text{Log}M_0=M_S+19.24 \quad M_S < 5.3$$

$$\text{Log}M_0=30.2-(92.45-11.4M_S)^{1/2} \quad 5.3 \leq M_S \leq 6.8$$

$$\text{Log}M_0=1.5M_S+16.14 \quad M_S > 6.8 \quad (34)$$

$$\text{Main ve Burton (1990)} \quad \text{Log}M_0=1.5M_S+9.18 \quad (35)$$

$$\text{Dodge ve diğ. (1995)} \quad \text{Log}M_0=1.5M_S+9.05 \quad (36)$$

$$\text{Udias (1971)} \quad \text{Log}M_0=1.27 M_S+17.52 \quad (37)$$

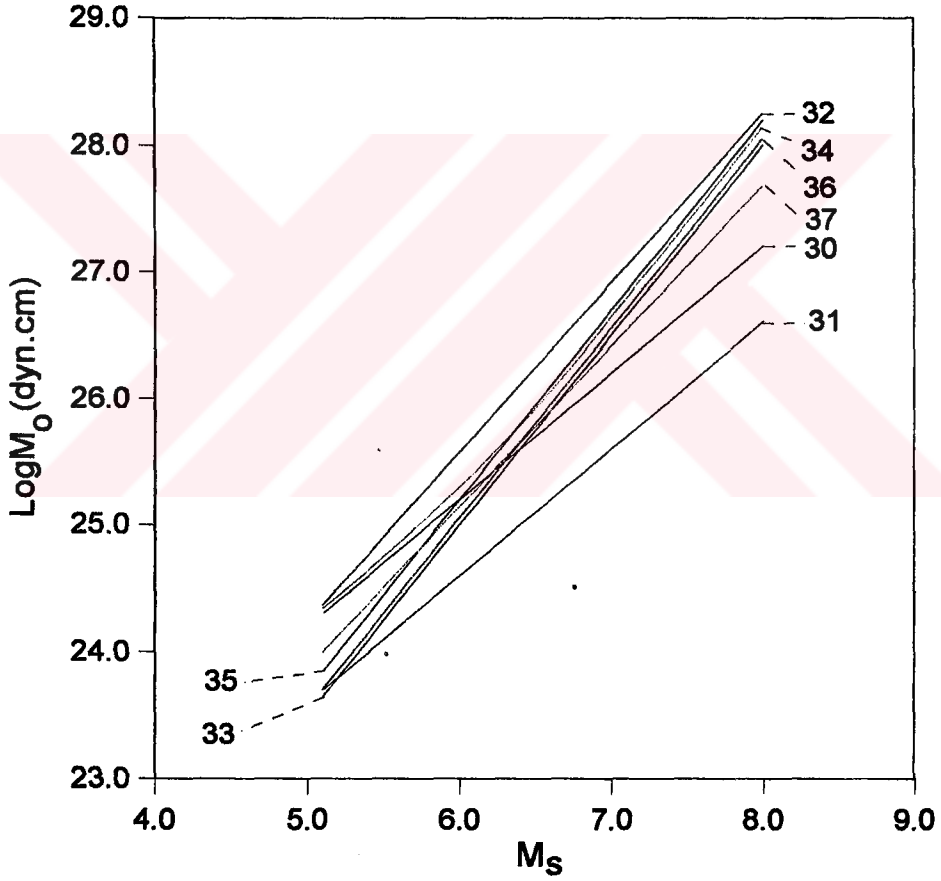
$$\text{Liebermann ve Pomeroy (1969)} \quad \text{Log}M_0=3.0M_S \quad (38)$$

$$\text{Kanamori ve Anderson (1975)} \quad \text{Log}M_0= M_S \quad (39)$$

$$\text{Kanamori ve Anderson (1975)} \quad \text{Log}M_0= 1.5 M_S \quad (40)$$

Diğer magnitüd-moment ilişkileri Bâth (1981) tarafından yayınlanmıştır. (38) ve (40) bağıntıları çok büyük depremler için (39) bağıntısı ise küçük depremler için önerilmiştir.

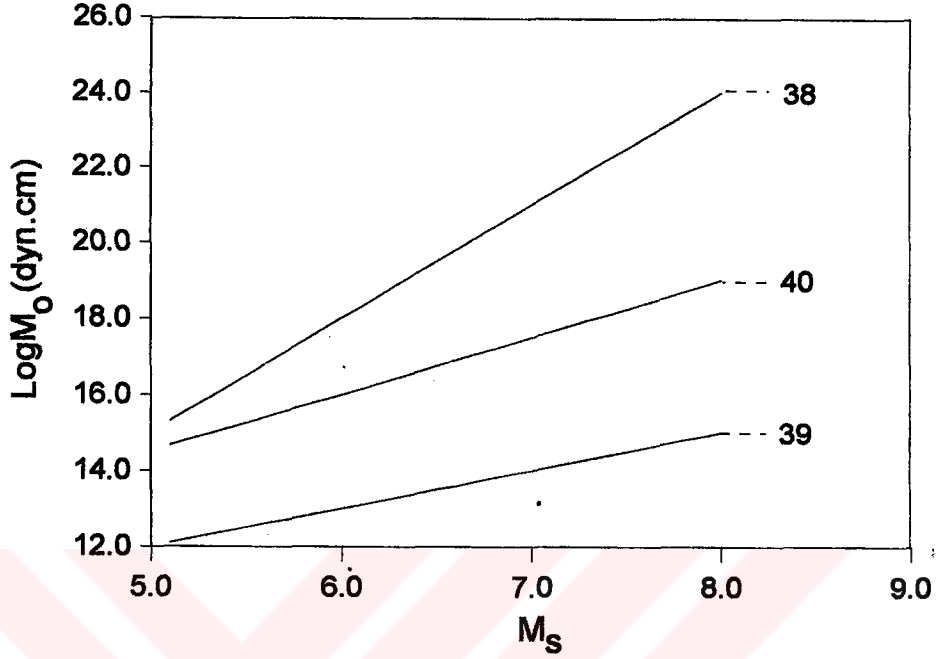
(31), (35) ve (36) bağıntılarında moment birimi N.m, diğer bağıntılarda ise dyn.cm dir. 5.0-8.0 arasında teorik magnitüd değerleri alınarak, yukarıda verilen ilk sekiz bağıntılarla (30-37) hesaplanan $\text{Log } M_0$ - M_S değerleri Şekil 17'de ve son üç bağıntıyla (38-40) hesaplanan ilişkiler ise Şekil 18'de grafiklenmiştir. Bağıntılar grafiklenirken birimleri N.m olarak verilenler dyn.cm'ye çevrilmiştir. Şekil 17'de verilen eğrilerden büyük magnitüdü için (32), (33), (34), (35) ve (36) bağıntılarıyla hesaplanan ilişkilerin hemen hemen üst üste çıktıkları gözlenmektedir. Yalnız (32) ve (34) bağıntılarıyla diğerlerine oranla küçük magnitüdü için daha büyük moment değerleri hesaplanmıştır. (37) bağıntısının eğimi yukarıda verilen beş bağıntıya göre daha küçük olduğundan bu bağıntıyla hesaplanacak moment değerleri farklı olacaktır.



Şekil 17. (30)-(37) bağıntıları kullanılarak hesaplanan $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkileri.

Eğimleri 1.0 olan (30) bağıntısı yaklaşık $M_S > 6.5$ değerleri için ve (31) bağıntısı tüm magnitüd aralıkları için diğer ilişkilere oranla daha düşük moment değerleri vermektedir. Şekil 18'de verilen ilişkiler özel magnitüd aralıkları için geliştirildiğinden, 5.0-8.0 arasında

magnitüd aralıklarında hesaplanan teorik grafiklerden göreceli olarak moment-lerin küçük olduğu gözlenmektedir. Şekil 17'den verilen ilişkilerden tamamen farklılık gösteren bu ilişkiler sadece önerildikleri magnitüd aralıklarında kullanılabilir.



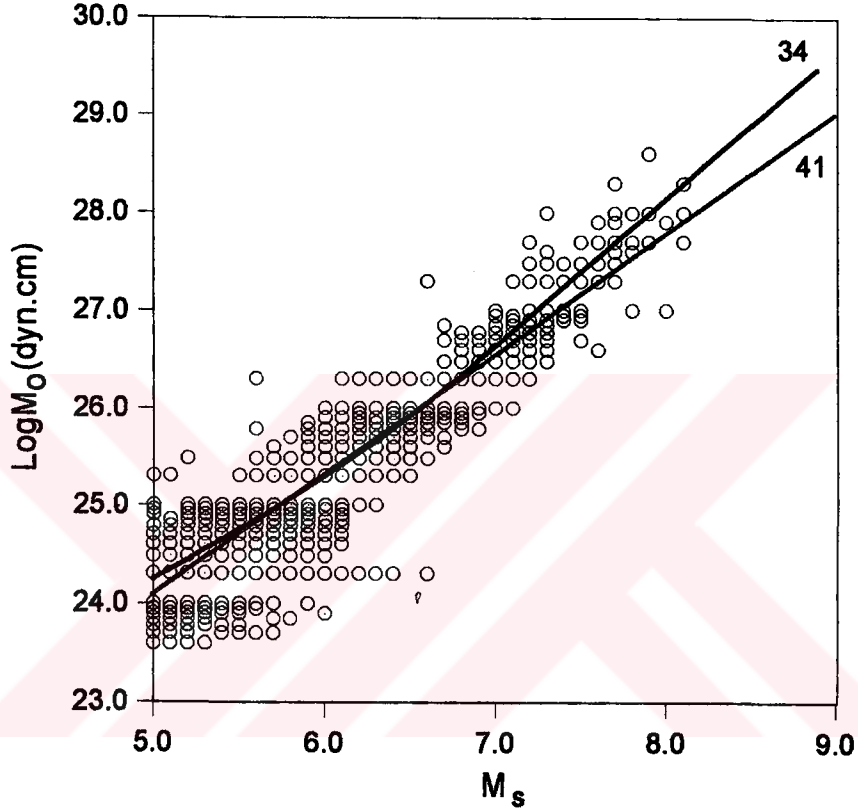
Şekil 18. (38), (39), ve (40) bağıntılarıyla hesaplanan LogM₀-M_S ilişkileri.

Episantr dağılımları Şekil 16'da verilen, odak çözümü katalogunda moment bilgisi yer alan magnitüdü 5.0'den büyük 4075 deprem için, M_S ve LogM₀ değerlerinin her ikisinde bağımlı olduğu düşünülerek en küçük kareler yöntemi ile,

$$\text{LogM}_0 (\text{dyn.cm}) = 1.23 M_S + 17.94 \quad (41)$$

ilişkisi hesaplanmıştır. Pratikte yaygın olarak kullanılan Ekström ve Dziewonski (1988) tarafından 1970-1987 yılları arasında dünyada meydana gelen 2341 deprem verisi için geliştirilen (34) bağıntısı ve bu çalışmada elde edilen (41) bağıntısı Şekil 19'da deprem dağılımının üzerine çizilmiştir. İki ilişkide yaklaşık 6.8 magnitüdüne kadar yaklaşık aynı moment değerleri verecektir. Ekström ve Dziewonski (1988), değişik magnitüd aralıkları için farklı ilişkiler hesapladıklarından dolayı, (34) bağıntısıyla M_S>6.8 değerleri için hesaplanacak momentler (41) bağıntısıyla hesaplanacak momentlerden daha büyük olacaktır. Ayrıca elde edilen (41) bağıntısı literatürde yayınlanan ilişkilerin bir çoğuna

benzemektedir. Bu bağıntı Şekil 17’de çizilen (32), (33), (35), (36) ve (37) bağıntılarına çok yakın moment değerleri verecektir. Özellikle Udias (1971) tarafından önerilen (37) bağıntısı ve (41) bağıntısının eğimleri (c katsayısı) ve sabit katsayıları birbirine çok yakındır. (32), (33), (34), (35) ve (36) bağıntılarının eğimi (41) bağıntısından büyük ve d katsayıları daha düşüktür. Bu yüzden, bu bağıntıyla hesaplanan değerler (41) bağıntısıyla elde edilecek değerlere yakın sonuçlar verecektir.



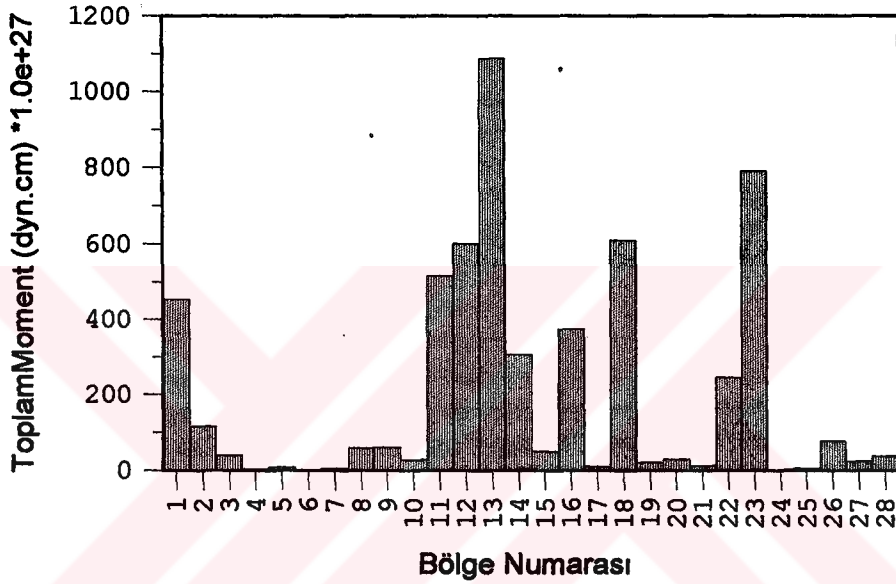
Şekil 19. En küçük kareler yöntemi ile global depremler için hesaplanan ve (34) bağıntısıyla verilen M_s - $\text{Log}M_0$ ilişkileri.

2.3.6. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin Toplam Moment Dağılımı

Toplam enerji hesabına benzer şekilde, deprem kataloğunda yer alan magnitüdü 5.0’den büyük sığ depremlerin momentleri geliştirilen (41) bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır. Daha sonra her bir bölgeye düşen depremlerin momentleri toplanarak, açığa çıkan toplam momentler elde edilmiştir. Toplam enerji hesaplanmasında olduğu gibi, toplam moment hesaplanmasını kullandığımız deprem sayısı ve magnitüdün büyüklüğü

etkilemektedir. Her bölgede kullanılan deprem sayıları Şekil 15a'da ve hesaplanan moment değerleri Şekil 20'de verilmiştir. Momentin logaritması ile magnitüd arasındaki ilişki doğrusal olduğundan yüksek momentler büyük magnitüdü depremlerin meydana geldiği dalma-batma kuşaklarında, kıtasal çarpışma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm faylarda gözlenecektir. Ayrıca hesaplanan toplam momenti, Ek 4'de verilmiş olan deprem sayısı-magnitüd ilişkilerinde büyük magnitüd aralıklarına düşen deprem sayısında etkileyecektir. 93 yıllık zaman süresince global 5.55×10^{30} dyn.cm toplam moment ve yıllık 5.97×10^{28} dyn.cm moment hesaplanmıştır. Pacheco ve Sykes (1992), 1900-1989 yılları arasında oluşan yüzey dalgası magnitüdüleri 7.0'den büyük olan sığ depremleri kullanarak global 4.0×10^{30} dyn.cm toplam moment elde etmişlerdir. İki değer arasındaki 1.5×10^{30} dyn.cm moment farkı, bu çalışmada 5.0-7.0 magnitüdüleri arasındaki depremlerin kullanılması ve 1989-1992 arasındaki depremlerinde hesaplara katılmasından kaynaklanmaktadır. Şekil 20'den görüleceği üzere en yüksek toplam moment 13. bölgede gözlenmiştir. Bu bölgede elde edilen 1.086×10^{30} dyn.cm moment değeri, global momentin yaklaşık % 19.75'ine karşılık gelmektedir. En fazla deprem 23. bölgede gözlenmesine rağmen, oluşan depremlerin büyük bir kısmı 5.0-6.0 magnitüd aralığında yer almaktadır. Bu yüzden, bu bölgede hesaplanan moment 13. bölgede hesaplanan momentten daha küçüktür. Bu iki bölgeyi hesap edilen momentin büyüklüğüne göre sırasıyla 18., 12., 11., 1., 16., 14., 22. ve 2. bölgeler izlemektedir. 12. bölge için hesaplanmış olan toplam enerji 11. bölgede hesaplandan daha az olmasına rağmen, bu bölgede daha fazla toplam moment elde edilmiştir. Yukarıda sayılan on bölgenin tümünde hesaplanan 5.09×10^{30} dyn.cm moment değeri dünyanın tümü için hesaplanan global toplam momentin % 91.7'sini içermektedir. Bu bölgeler için elde edilen toplam enerji miktarı, global depremler için hesaplanan toplam enerjinin % 93'ünü içermektedir. Bu bölgeler için hesaplanan toplam enerji ve moment arasındaki fark, moment ve enerjinin ampirik olarak geliştirilen farklı ilişkilerden hesaplanmasından kaynaklanmaktadır. Dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan bölgelerde en düşük moment değeri Sandwich hendeğini kapsayan 26. bölgede hesaplanmıştır. Sismik etkinliği düşük olan 3. bölgede, değişik magnitüd türleri arasında geliştirilen ilişkilerle ampirik olarak hesaplanan yüzey dalgası magnitüdüleri büyük çıkmasından dolayı, 38.45×10^{27} dyn.cm gibi yüksek bir moment elde edilmiştir.

Dalma-batma kuşaklarına oranla daha küçük depremlerin olduğu okyanus ortası sırt ve yükselimleri temsil eden 4., 17., 19., 21., 25., 27. ve 28. bölgelerde hesaplanan toplam moment 4.35×10^{27} - 37.29×10^{27} dyn.cm arasında değişmektedir. Global enerjinin % 1.49'unun ortaya çıktığı bu bölgelerin tümünde hesaplanan 1.12×10^{29} dyn.cm moment miktarı global momentin % 2.01'lik kısmına karşılık gelmektedir. Bu bölgelerden en yüksek moment güney-doğu Hindistan sırtını içine alan 28. bölgede gözlenmiştir. En düşük moment toplam enerjide olduğu gibi Avustralya ve Kuzey Rusya'yı kapsayan bölgelerde açığa çıkmıştır.

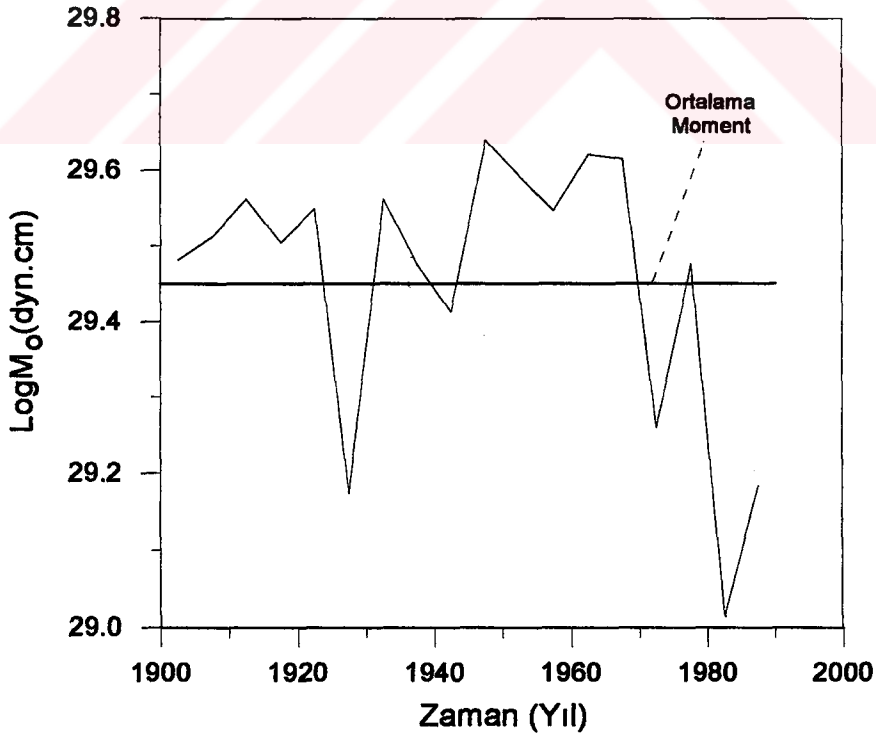


Şekil 20. Dünyanın farklı 28 bölgesi için (41) bağıntısıyla ampirik olarak hesaplanan toplam moment değerleri.

2.3.7. Moment Boşalımının Zamana Bağlı Geçici Değişimi

Moment boşalımının zamana bağlı değişimini irdelemek için, 5'er yıllık zaman aralıklarına düşen depremlerin ampirik olarak hesaplanan momentleri toplanarak elde edilen değerler zamanın fonksiyonu olarak Şekil 21'de çizilmiştir. Bu şekilde gösterilen düz çizgi 93 yıllık zaman periyodunda gözlenen ortalama momenti temsil etmektedir. Bu çizgi momentin yıllara bağlı değişimini incelemek için referans olarak alınabilir. Hesaplanan ortalama moment 2.82×10^{29} dyn.cm'dir.

Pacheco ve Sykes (1992), 1900-1989 yılları arasında oluşan ve magnitüdüleri 7.0'den büyük olan sığ depremleri dikkate alarak 3 yıl zaman aralıklarında hesapladıkları moment boşalımının en fazla 1950-1965 arasında olduğunu gözlemişlerdir. Bu çalışmada dikkate alınan zaman periyodunda, maksimum momentin 1950-1970 yılları arasında boşaldığı hesaplanmıştır. Bu yıllar arasında elde edilen yüksek momente neden olan büyük depremlerin bazıları; 1950 Tibet ($M_S=8.6$), 1952 Tibet ($M_S=8.2$), 1952 Kamchatka ($M_S=8.2$), 1957 merkezi Aleutian ($M_S=8.1$), 1959 Kamchatka ($M_S=8.2$), 1960 güney Şili ($M_S=8.5$), 1963 güney Kuril ($M_S=8.1$), 1964 Alaska ($M_S=8.3$), 1965 Aleutian ($M_S=8.2$), 1968 Japonya ($M_S=8.1$), 1969 güney Kuril ($M_S=8.2$) şeklinde sıralanabilir. Davies ve Brune (1971), bu yüzyılın başında dünyada yüksek momentin açığa çıktığını gözlemişlerdir. Şekil 21'de 1900-1920 yılları arasında dünya ortalamasından daha büyük moment boşalımının olduğu görülmektedir. 1970-1992 yılları arasında dünyada yüzey dalgası magnitüdüleri 8.0-8.2 arasında değişen bir kaç tane deprem (1977 Java, 1985 Meksika, 1986 Kermadec adaları ve 1989 Macquarie sırtı depremi) meydana gelmiştir. Bu depremlerin azlığı ve 8.2 magnitüdünden daha büyük depremin olmaması nedeni ile 1970 yılından sonra hesaplanan moment boşalımı dünya ortalamasının altındadır.



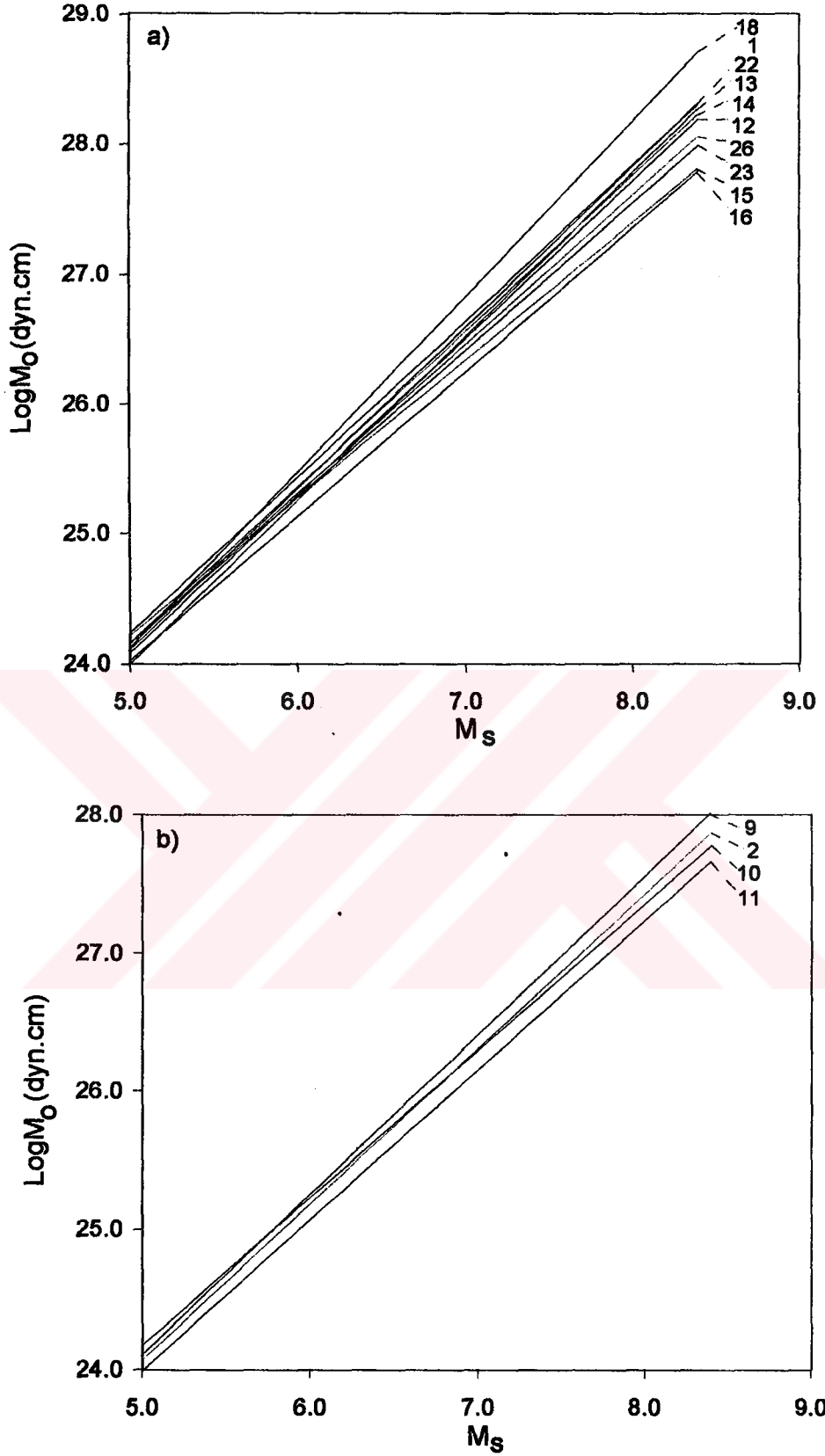
Şekil 21. Global momentin zamana bağlı değişimi.

2.3.8. Dünyanın Farklı 28 Bölgesi İçin M_S - $\text{Log}M_0$ İlişkileri

Bu bölümde, göz önüne alınan 28 ayrı bölgede yer alan depremler için M_S - $\text{Log}M_0$ arasında doğrusal ilişkiler geliştirilmiştir. Her bir bölge için elde edilen ilişkiler ve hesaplamada kullanılan deprem sayıları Ek 5'de verilmiştir. 3. ve 6. bölgeler için yeterli sayıda veri olmadığından dolayı, herhangi bir ilişki hesaplanamamıştır. Bu ilişkiler, okyanus ortası sırtları temsil eden bölgeler için 5.0-7.5, dalma-batma kuşaklarını ve kıtasal dönüşüm fayları içeren bölgeler için 5.0-8.5 magnitüd aralıkları için Şekil 22'de çizilmiştir.

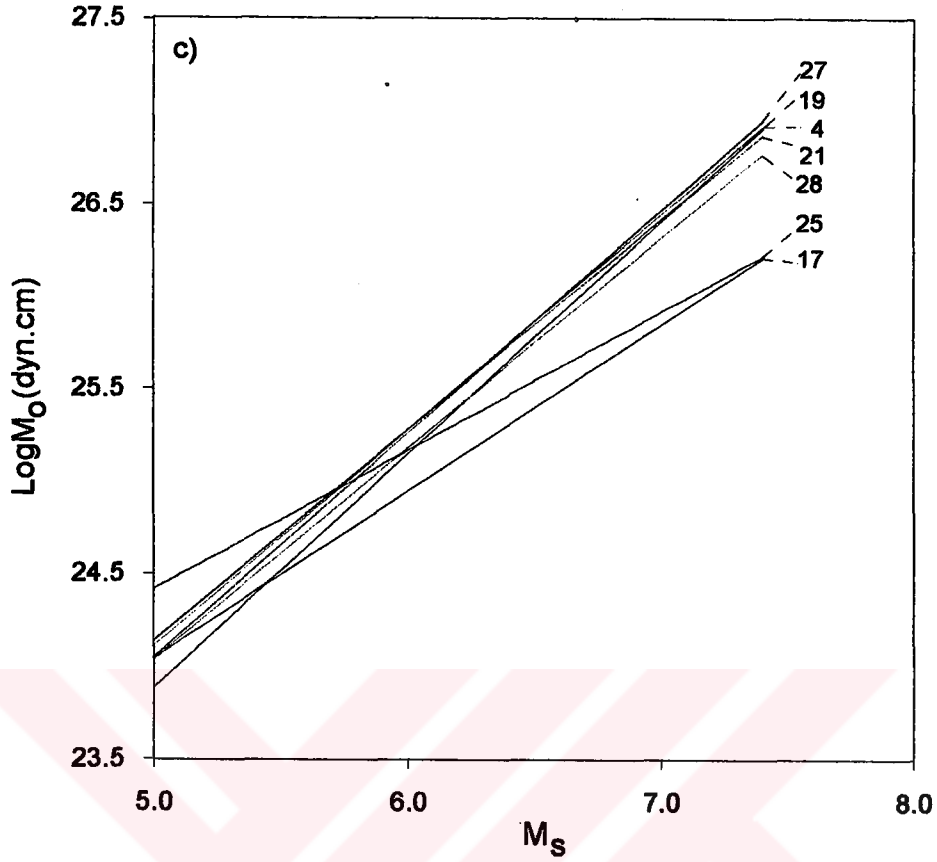
Şekil 22a'da dalma-batma kuşakları için çizilen grafiklerde, en büyük moment değerleri Peru-Şili kuşağını içeren 18. bölgede hesaplanacaktır. Yaşı genç ve hızı büyük olan (Tablo 2) bu kuşakda büyük fay alanına sahip olan ve büyük moment değerleri veren depremler oluşmaktadır (Ruff ve Kanamori, 1983; Kanamori, 1986). Bu bölgede oluşan büyük ölçekli uzun kaynak-zaman fonksiyonuna sahip olan depremlerin kaynak fonksiyonları genellikle basittir (Ruff ve Kanamori, 1983; Hartzell ve Heaton, 1985). Ayrıca Şekil 12'de bu bölge için çizilen m_b - M_S dağılımında çok az sayıda karmaşık olay yer almaktadır. Dalma-batma kuşakları için en düşük moment değerleri Tonga, Kermadec ve Yeni Zellanda kuşakları ile ilişkili olan 16. bölge için elde edilmiştir. Yaşı büyük olan (Tablo 2) bölgede çok sayıda karmaşık deprem gözlenmiştir (Hartzell ve Heaton, 1985). Ayrıca, Şekil 12'de verilen dağılımda çok sayıda karmaşık olay yer almaktadır. Hesaplanacak momentin büyüklüğüne göre diğer kuşaklar, bu iki bölgenin arasında yer almaktadır. Magnitüdü büyük, momenti ve fay alanı küçük olan depremler karmaşık kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilmektedirler (örneğin, Şekil 24'de verilen 13.10.1964 Kurill depremi). Magnitüd ile orantılı olarak momenti ve fay alanında büyük olan depremler basit görünümlü, fakat uzun kaynak fonksiyonu ile temsil edilirler (örneğin, Şekil 24'de gösterilen 28.03.1964 Alaska Depremi).

Şekil 22b'de büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı fayları ve aynı zaman yitim zonlarını içeren bölgeler için hesaplan ilişkiler çizilmiştir. Bu ilişkiler daha küçük moment değeri veren yitim kuşakları için çizilen ilişkilere benzemektedir. Bu olay, ters faylanmalara oranla momentleri daha küçük olan doğrultu-atımlı faylardan kaynaklanmaktadır.



Şekil 22. a) Dalma-batma kuşakları, b) kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler ve c) okyanus sırtları ile ilişkili olan bölgeler için hesaplanan doğrusal M_s - $\text{Log } M_0$ ilişkileri.

Şekil 22'nin devamı



Bu bölgeler için en büyük moment değeri, Ege sismik yayı ve Batı-Anadolu'da ki graben sistemleri ile ilişkili olan ters ve normal fayların çoğunlukta olduğu 9. bölgede hesaplanmıştır. En küçük moment değeri Himalaya kuşağı ile ilişkili olan 11. bölge için hesaplanmıştır. Bindirme kuşağı ilişkili olarak ters faylanmaların gözlemlendiği bu bölgede çok sayıda büyük doğrultu-atımlı faylar yer almaktadır (Lay ve Wallace, 1995). Bu bölgeler için Şekil 12'de çizilen dağılımlarda çok sayıda karmaşık olaylar yer almaktadır.

Şekil 22c'de okyanus ortası sırtlar için çizilen ilişkilerde 4., 19., 21. ve 27. bölgeler için çizilen ilişkiler bir grup oluşturmaktadır. Bu bölgeler için magnitudü yaklaşık 6.0'dan daha büyük depremler için hesaplanacak moment değerleri, 17., 25. ve 28. bölgeler için hesaplanacak değerlerden daha küçük olacaktır. En düşük moment değerleri 17. ve 25. bölgeler için elde edilmiştir. Şekil 5'de fay türlerine göre çizilen episantr dağılımında iki bölge için doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren deprem sayısı fazladır. Her iki

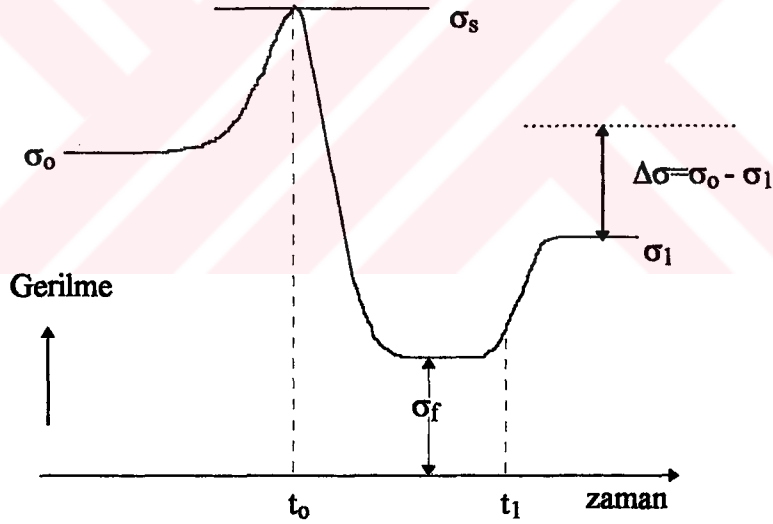
bölge için katalogda yer alan depremlerin büyük bir kısmı doğrultu-atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. M_S - $\text{Log}M_0$ doğrusal ilişkilerini geliştirmek için 17. bölgede kullanılan 87 depremin 58 tanesi ve 25 bölge için kullanılan 30 depremin 27 tanesi doğrultu-atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. Halbuki, 27. bölge için kullanılan 56 depremin 36 tanesi ve 19. bölge için kullanılan 136 depremin 80 tanesi normal faylanma mekanizması göstermiştir. Buradan, okyanusal dönüşüm fayların momentleri sırtların üzerinde oluşan normal fayların momentlerinden daha küçük olduğu sonucu çıkmaktadır. Şekil 22c'de çizilen grafiklerden okyanus ortası sırtlarla ilişkili olan depremlerin momentlerinin dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal bölgelerde oluşan depremlerin momentlerinden daha küçük olduğu görülmektedir.

2.4. Gerilme-Moment-Enerji İlişkisi ve Global Gerilme Dağılımı

Elastisite teorisine göre gerilme kayaçlar içindeki iç kuvvetler olarak tanımlanabilir. Asal gerilmelerin yönü ve büyüklüğü, gerilmeye neden olan kuvvetler ile yakından ilişkilidir. Yerkürede gerilme seviyesinin bilinmesi sismik risk hesaplamaları için çok önemlidir. Bir deprem esnasında kayaçlarda gerilme birikmekte ve bu gerilmeler kayacın direncini aştığı zaman kayaç kırılmakta ve dolayısıyla, deprem meydana gelmektedir. Başlangıçtaki gerilme ile deprem sonrasında açığa çıkan gerilmenin ortalaması görünür gerilme ve iki gerilme arasındaki fark ise, gerilme azalımı olarak tanımlanmaktadır (Kanamori, 1980). Değişik araştırmacılar gerilme azalımı, görünür gerilme ve fay parametreleri arasında değişik ilişkiler önermişlerdir. Aşağıda ayrıntılı olarak irdelenecek olan bu ilişkiler kullanılarak depremler için görünür gerilmeler ve gerilme azalımları kolayca hesaplanabilmektedir. Çeşitli araştırmacılar depremlerin odak çözümlerine bağlı olarak bazı depremler için ve değişik bölgelerde veya global olarak oluşan depremler için görünür gerilme ve gerilme azalımını hesaplayarak, yerkürenin gerilme dağılımını incelemişlerdir (Aki, 1966; Wyss ve Brune, 1968; Brune, 1968; Wyss, 1970; North, 1977; Richardson ve Solomon, 1977; Fukao ve Furomoto, 1979; Snoke ve diğ., 1983; O'neill, 1984; Scherbaum ve Kisslinger, 1984; Bergman, 1986; Dysart ve diğ., 1988; Tichelaar ve Ruff, 1990; Main ve Burton, 1990; Yılmaztürk, 1992; Choy ve Boatwright, 1995).

2.4.1. Görünür Gerilme ve Gerilme Azalımı

Homojen yer kabuğu modeli, σ_0 gerilmesi altında bulunan bir elastik cisim olarak düşünülebilir ve bir deprem sonucunda oluşan fay, bu gerilmenin σ_1 gerilme değerine ulaştığı bir S_0 yüzeyi ile gösterilebilir. Modelleme yapılmak suretiyle, S_0 yüzeyinin geometrisi, boyutu ve gerilmenin büyüklüğü en uygun model bulununcaya kadar değiştirilerek σ_1 belirlenebilir. Bu şekilde belirlenen gerilme depremle ilgili olan gerilme olarak düşünülür. Başlangıçta ve sonuçta oluşan gerilmenin ortalaması görünür gerilme ($\bar{\sigma} = (\sigma_0 + \sigma_1)/2$) ve iki gerilme arasındaki fark, yani gerilmedeki değişim gerilme azalımı olarak ($\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$) olarak bilinir (Kanamori, 1980). Şekil 23'de gösterilen başlangıç gerilmesi (σ_0) fayın mukavemet gerilmesinden küçüktür. Bu gerilme zamanla artarak, fayın mukavemet gerilmesini (σ_s) aştığı zaman (t_0) deprem meydana gelir. Daha sonra gerilme, sürtünme gerilmesi (σ_f) değerine kadar bir azalma gösterir. Kayma durduktan sonra gerilme seviyesi σ_1 değerine kadar yükselerek dengeye ulaşır.



Şekil 23. Bir deprem sırasında gerilmenin zamana bağlı değişimi (Yamashita (1976)'dan modifiye edilerek alınmıştır).

Bir deprem süresince açığa çıkan enerji ile görünür gerilme arasında,

$$E_s = \bar{\sigma} S \bar{u} \quad (42)$$

şeklinde bir ilişki vardır (Brune, 1968; Wyss ve Brune, 1968). Burada E_S enerjisi (erg), $\bar{\sigma}$ gerilmeyi (dyn/cm^2), S fay alanını (cm^2) ve \bar{u} yerdeğiştirmeyi (cm) göstermektedir. Yerdeğiştirme,

$$\bar{u} = \frac{M_o}{\mu S} \quad (43)$$

şeklinde yazılabilir (Brune, 1968). Burada M_o momenti (dyn.cm) ve μ rijiditeyi (3×10^{11} dyn/cm^2) göstermektedir. (42) ve (43) bağıntıları kullanılarak görünür gerilme,

$$\bar{\sigma} = \mu \frac{E_S}{M_o} \quad (44)$$

şeklinde yazılabilir (Brune, 1968; Wyss ve Brune, 1968, Aki, 1972b). Bu bağıntıya göre görünür gerilme enerji ile doğru orantılı ve moment ile ters orantılıdır. Moment değerleri aynı olan iki depremden enerjisi büyük olanın görünür gerilmesi veya enerji değerleri aynı olan iki depremden momenti daha küçük olanın görünür gerilmesi daha büyük olacaktır. Gerilme *bar* ($1 \text{ bar} = 1 \times 10^6 \text{ dyn/cm}^2$) veya MPa ($1 \text{ MPa} = 0.1 \text{ bar}$) birimiyle gösterilir.

Brune (1971) modeline göre, bir depremdeki gerilme değişimini gösteren gerilme azalımı kısaca,

$$\Delta\sigma = \frac{7M_o}{16r^3} \quad (45)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada r fayın yarıçapını (cm) göstermekte olup,

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_o} \quad (46)$$

bağıntısıyla tanımlanır (Brune, 1971). Burada β , S dalgası hızını (cm/s) ve f_o köşe frekansını (s^{-1}) göstermektedir. Gerilme azalımının değişik fay türlerine göre ifadesi,

$$\Delta\sigma = C\mu \frac{u}{\sqrt{S}} = C \frac{M_o}{A^{3/2}} \quad (47)$$

şeklinde yazılabilir (Aki, 1972b; Kanamori ve Anderson, 1975). Burada C fay şekline bağlı bir sabittir. Dairesel kırılma için bu sabit (Eshelby, 1957; Keilis-Borok, 1959),

$$C = \frac{7}{16\pi^{3/2}} \quad (48)$$

Gömülü doğrultu-atımlı bir fay için (Knopoff, 1958),

$$C = \frac{4}{\pi} \sqrt{\frac{L}{W}} \quad (49)$$

Yüzeydeki doğrultu-atımlı bir fay için (Knopoff, 1958),

$$C = \frac{2}{\pi} \sqrt{\frac{L}{W}} \quad (50)$$

Gömülü dip-slip bir fay için (Starr, 1928),

$$C = \frac{16}{3\pi} \sqrt{\frac{L}{W}} \quad (51)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Burada L fay uzunluğunu ve W fay genişliğini göstermektedir.

Kanamori (1977), yamulma enerji azalımı ile gerilme azalımı arasında,

$$\text{Log}W_o = \text{Log}M_o + \text{Log}\left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu}\right) \quad (52)$$

şeklinde bir ilişkinin olduğunu ortaya koymuşlardır. Burada W_o yamulma enerjisi azalımını göstermektedir. Bir deprem sonucunda yamulma enerjisi azalımı ile yayılan sismik enerji birbirine eşit olacaktır (Orowan, 1960). Böylece,

$$\text{Log}E_s = \text{Log}M_o + \text{Log}\left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu}\right) \quad (53)$$

şeklinde yazılabilir (Báth, 1981). Bu ilişki kullanılarak enerjisi ve momenti bilinen depremlerin gerilme azalımı kolayca hesaplanabilir. Oluşturulan yeni katalogda 9870 depremin magnitüd bilgisi mevcut olmasına rağmen, sadece 742 depremin enerji bilgisi mevcuttur. Bu sebepten dolayı, global gerilme azalımını daha detaylı inceleyebilmek için moment-magnitüd-gerilme azalımı arasında bir ilişkiye ihtiyaç vardır. Purcaru ve Berchemer (1978), moment magnitüdü-moment-gerilme azalımı arasında,

$$\text{Log}M_o = 1.5M_w - \text{Log}\left(\frac{\Delta\sigma}{\mu}\right) + 12.1 \quad (54)$$

ilişkisini ortaya koymuşlardır. Bu ilişki yeniden düzenlenir ise,

$$M_w = \frac{2}{3} \left[\text{Log}M_o + \text{Log}\left(\frac{\Delta\sigma}{\mu}\right) - 12.1 \right] \quad (55)$$

ifadesi bulunur (Singh ve Havskov, 1980). Bu bağıntı kullanılarak moment magnitüdü ve momenti bilinen depremlerin gerilme azalımı kolayca hesaplanabilir.

2.4.2. Global Depremler İçin M_S - M_w Arasındaki ilişki

Odak mekanizma çözümlerini içeren katalogda, 1900-1996 yılları arasında dünyada meydana gelen magnitüdü 5.0'den büyük sığ 4075 depremin moment bilgisi mevcuttur. Bu depremlerin gerilme azalımını hesaplayabilmek için M_w magnitüdülerinin ampirik olarak hesaplanması gerekmektedir. Singh ve Havskov (1980), global depremler için, $M_w = M_S - 0.16$, levhalar arası sınırlarda oluşan depremleri için, $M_w = M_S$ ve levha içi depremler için $M_w = M_S - 0.27$ şeklinde ilişkiler ortaya koymuşlardır. Ayrıca Kanamori (1977), yüzey dalgası magnitüdü yaklaşık olarak 8.0'den küçük olan depremler için $M_w \cong M_S$ alınabileceğini göstermiştir.

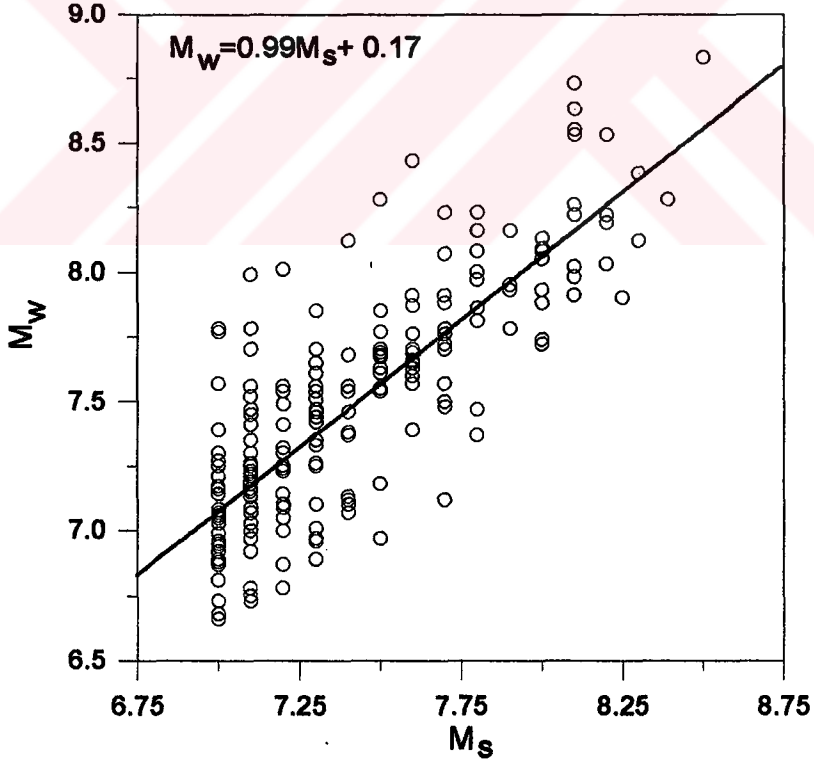
Deprem katalogunda yer alan depremlerin 395 tanesi için M_w ve M_s magnitüdüleri birlikte verilmiştir. Şekil 24'de dağılımları verilen bu depremler arasında en küçük kareler yöntemi kullanılarak,

$$M_w = 0.99 M_s + 0.17 \quad (56)$$

ilişkisi bulunmuştur. Bu ilişki (55) bağıntısında yerine konursa, yüzey dalgası magnitüdü-moment ve gerilme azalımı arasındaki ilişki,

$$\frac{\Delta\sigma}{\mu} = 1.485 M_s - \text{Log} M_0 + 12.355 \quad (57)$$

şeklinde yazılabilir.



Şekil 24. Global 395 deprem için hesaplanan M_s ve M_w arasındaki doğrusal ilişki.

2.4.3. Gerilmeyi Etkileyen Faktörler

Görünür gerilme ve gerilme azalımı doğrudan odak mekanizması ve kaynak parametreleri ile ilişkilidir. Bir çok araştırmacı çeşitli depremler için değişik gerilme değerleri hesaplamışlardır. Kanamori ve Anderson (1975), levhalar arası depremler 30 *bar* ve levha içinde meydana gelen depremler için 100 *bar* civarında gerilme azalımı değerlerini elde etmişlerdir. Richardson ve Solomon (1977), levhalar arasında oluşan depremler için 0.1-50 *bar* ve levha içi depremler için 2-100 *bar* arasında değişen görünür gerilme değerleri bulmuşlardır. Choy ve Boatwright (1995), görünür gerilmenin normal faylar için ortalama 4.8 *bar*, ters faylar için 3.2 *bar* ve doğrultu atımlı faylar için 35.5 *bar* olduğunu tesbit etmişlerdir. Bu değerlerden değişik odak mekanizmasına sahip olan depremlerden hesaplanacak gerilme değerlerinin farklılık göstereceği anlaşılmaktadır. Bu yüzden, değişik depremler için farklılık gösteren gerilme değerlerini yorumlayabilmek için, gerilmeyi etkileyen faktörler aşağıda ayrıntılı olarak incelenmiştir.

a) Yamulma ve Sürtünme Kaybı

Hook'e kanununa göre gerilme ile yamulma arasında doğrusal bir ilişki vardır. Yani gerilme arttıkça, o oranda yamulmada artacaktır. (47) bağıntısı Hook'e kanununu ve u/\sqrt{S} oranı ise yamulmayı temsil etmektedir. Bu ifadeye göre, fay alanı ile yamulma ters orantılıdır. Aynı yerdeğiştirme değeri için, fay alanı ne kadar büyükse yamulma küçük olacaktır. Dalma-batma kuşaklarında meydana gelen ters faylanmalar levha sınırlarında tekrarlanan kaymalara bağlıdır. Bu mekanizmadan dolayı, gerilmeler düşük olacak ve bununla orantılı olarak yamulmalar zayıf olacaktır (Choy ve Boatwright, 1995).

Bir deprem sonucunda açığa çıkan sismik enerji,

$$E = \bar{\sigma}DS - \sigma_f DS \quad (58)$$

bağıntısıyla temsil edilebilir (Kanamori, 1977). Burada D fay düzlemindeki ortalama açıklığı ve $\sigma_f DS$ ise sürtünme kaybını göstermektedir. Sürtünme gerilmesinin büyüklüğü ile gerilme azalımı ters orantılıdır. Yani, σ_f 'nin artma miktarına bağlı olarak $\Delta\sigma$ değeri

azalacaktır (Şekil 23). Brune (1968), San Andreas fayı üzerinde oluşan depremlerde sürtünme kaybının az olduğunu ve bu depremler için hesaplanan gerilme azalmalarının yüksek olduğunu tesbit etmiştir. Bu yüzden enerji/moment oranları yüksek olan (Kikucki ve Fukao, 1988) büyük ölçekli doğrultu-atımlı faylar için hesaplanacak gerilmeler yüksek olacaktır.

b) Kayma Miktarı

(42) ve (43) bağıntılarıyla verilen sismik moment ve sismik enerji parametrelerinin her ikisi de yerdeğiştirme ile doğru orantılı olarak artmaktadır. Enerji gerilme ile doğru orantılı, sismik moment ise ters orantılıdır (44 bağıntısı). Levha içi depremlerin kayma oranları levhalar arasında oluşan depremlerden daha küçük, tekrarlanma periyotları oldukça küçük ve toplam kayma miktarları oldukça küçüktür. Levha içi depremlerde yıllık kayma oranı 1 cm/yıl'dan daha küçük olmasına rağmen dalma-batma kuşaklarında bu oran daha büyüktür (Tablo 2). Dalma-batma kuşaklarında bu oranın daha büyük olması nedeni ile, ters fay mekanizması gösteren depremlerin sismik momentleri daha büyük olacaktır (Scholz, 1990). Levhaların birbirlerine göre göreceli olarak hareket etmesine bağlı olan San Andreas fayı için bu oran 4.6-5.5 cm/yıl (Minster ve Jordan, 1987; Demets ve diğ., 1987) ve Alpine fayı için 4.6 cm/yıl civarındadır (Chase, 1978). Bu değerler kayma oranı arttıkça momentin arttığını ve buna bağlı olarak gerilmelerin az olacağını göstermektedir. Homojen bir kayma gösteren depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları basit, heterojen kayma gösteren depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları oldukça düzensizdir.

c) Fay Alanı

Sismik moment fay alanı ile doğru orantılı olarak artmaktadır (43 bağıntısı). Ayrıca, (44), (45), ve (47) bağıntılarına göre görünür gerilme ve gerilme azalımı ise, fay alanı ile ters orantılı olarak azalmaktadır. Çeşitli araştırmacılar yapmış oldukları istatistiksel çalışmalarda fay alanı ile sismik momentin doğru orantılı olarak arttığını gözlemişlerdir (Abe, 1975; Kanamori ve Anderson, 1975; Kanamori, 1977; Geller ve Kanamori, 1977;

O'neill, 1984; Scholz ve diğ., 1986; Shimizaki, 1986; Dysart ve diğ., 1988). Abe (1975), sismik moment ile fay alanı arasında,

$$M_0=1.23 \times 10^{22} S^{3/2} \quad (59)$$

şeklinde ampirik bir ilişkinin olduğunu ortaya koymuştur.

Levha içi depremlerle levhalar arası depremler arasındaki en büyük fark, bu depremlerin değişik kırılma mekanizması göstermeleridir (Scholz, 1990). Kanamori ve Allen (1986), San Andreas fayı üzerinde oluşan depremlerle Japonya'da yer alan levha içi doğrultu-atımlı depremleri karşılaştırmışlardır. Bu iki değişik grupta yer alan depremler yaklaşık aynı L (fay uzunluğu)/W (fay genişliği) oranlarına ve kaynak boyutlarına sahip olmalarına rağmen, San Andreas fayı üzerindeki depremler için gerilme azalımı daha düşüktür. Levhalar arasında oluşan depremlerin fay alanları, levha içi depremlerin fay alanlarından daha büyüktür (Kanamori ve Anderson, 1975). Boatwright ve Choy (1989), levha içi depremlerin derinliklerin genellikle sığ (≤ 5 km) ve kırılma yarıçaplarının küçük (≤ 7 km) olduğunu ortaya koymuşlardır.

Pacheco ve Sykes (1992), global olarak moment boşalımının büyük bir kısmının (% 90) dalma-batma kuşaklarında meydana gelen ters faylanma mekanizması gösteren depremler sonucunda ortaya çıktığını tesbit etmişlerdir. Bu depremlere bağlı olan kırılmaların tümü yüzey boyunca yayılmaktadır (Byrne ve diğ., 1988). Bölgeden bölgeye kalınlığı değişen sedimanter birim, dalan okyanusal levha tabanındaki sedimanter kırınmaların birikmesi ile oluşmaktadır. Bu derinlikler kıtasal fay kuşaklarındaki derinliklerden daha büyüktür. Ara yüzeyin dalımının sığ olması nedeni ile, dalma-batma kuşaklarındaki kırılmaların aşağıya doğru olan genişlikleri çok büyüktür (sık olarak 200 km'yi aşmaktadır). Bu sebepten dolayı, sismik moment boşalımının büyük bir kısmı dalma-batma kuşaklarında gerçekleşmektedir (Scholz, 1990).

d) Karmaşık Depremler, Bariyer ve Asperite

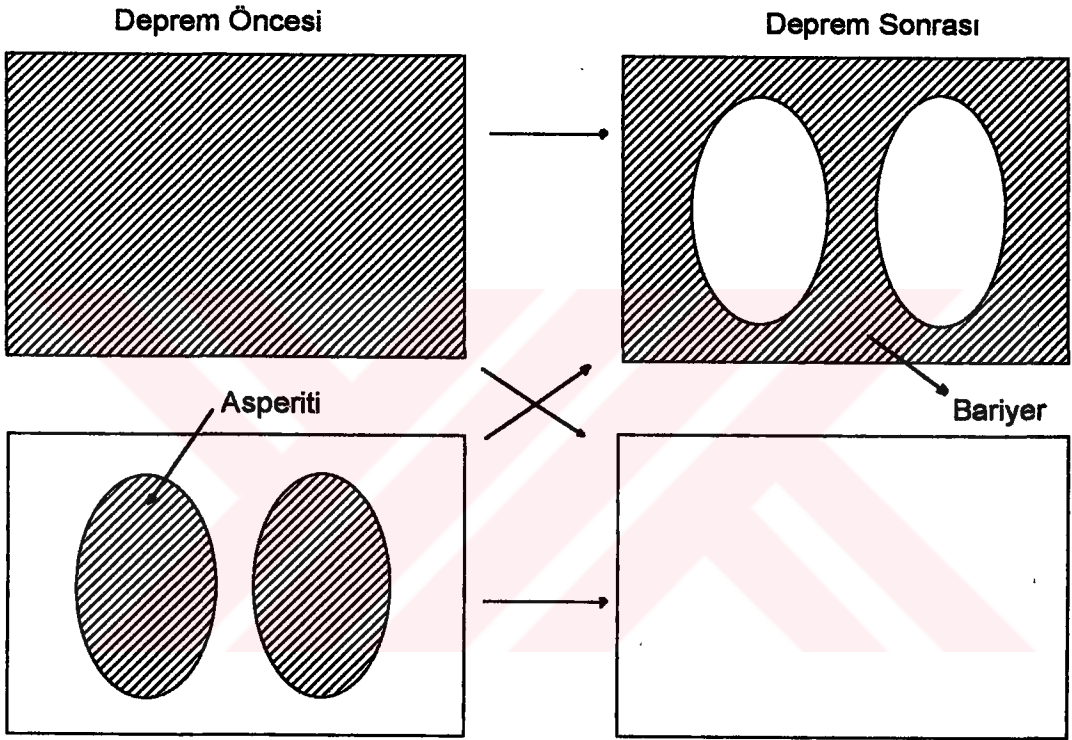
Sismik enerji, büyük depremlerde birbirini takip eden tekrarlı şoklara bağlı olarak kaynağın karmaşık olması ile ilişkilidir. Bu yüzden enerjiyi belirleyebilmek için kaynaktaki

faylanmanın bütün devrelerini bilmek gerekir. Sismik moment ise sadece deprem sonucunda ortaya çıkan net deformasyondan belirlenebilen statik bir parametredir (Kikuchi ve Fukao, 1988). Enerji zaman ve mekan ortamında integrasyonla hesaplandığından bütün frekansları içermelidir. Bu yüzden, sinyalin geniş bantlı aletlerde kaydedilmiş olunması gerekmektedir. Sismik moment ise, cisim dalgalarının ters çözümünden veya yüzey dalgalarının genlik spektrumundan düşük frekanslı olaylardan hesaplanır. Çünkü, düşük frekanslı veya büyük periyotlu dalgalar ortamın karmaşık olmasından fazla etkilenmeyecektir (Fowler, 1990).

Kaynak-zaman fonksiyonunun düzensiz olması, yani kaynak mekanizmasının karmaşık olması fay üzerindeki heterojen kaymanın uzay ve zamandaki geçici değişimlerine bağlıdır. Basit olayların kayması homojen olacaktır. Karmaşık kaymaya sahip olan depremlerin yer aldığı bölgeler sismik risk açısından çok önemlidir. Karmaşık depremlerin gözlemlendiği bölgelerde fayın dokanak yüzeyindeki sürtünme mukavemeti heterojendir. Kırılmalara karşı mukavemeti yüksek olan bu bölgelerde depremlerin meydana gelebilmesi için büyük bir gerilme birikiminin olması gerekmektedir. Ayrıca fay düzleminin homojen olmadığı durumlarda yüksek frekanslı enerji yayılımı artacaktır. Fay düzlemindeki kaymanın düzensiz olduğu heterojen deprem kaynak modelleri, bariyer ve asperite tip kaynak modelleri olmak üzere iki grup altında toplanabilir (Aki, 1984). Bariyer kırılmanın devam etmesini önleyen engeli ve asperite ise, kırılma yüzeyinin pürüzlü olmasını temsil etmektedir. Bu iki model Şekil 25'de şematik olarak gösterilmiştir.

Bariyer modelinde, fay düzlemindeki zayıf bölümler deprem süresince kırılacak, fakat daha mukavemeti olan bariyerler arttıkça şoklarla veya daha sonra oluşacak depremlerle kırılacaktır. Asperite modelinde, yüksek gerilme içeren bölgeler kırılacak ve yüksek frekanslı enerji yayılımını artıracaktır (Toksöz ve diğ., 1985). Fayın daha az gerilme yüklenmiş bölümü kırılmayabilir veya kırılma düşük frekanslı enerji yayılımı ile başlayabilir. Kırılma bir asperite de veya daha zayıf bir bölgede başlayabilir (Toksöz ve Nabelek, 1984). Bariyerler ne kadar fazla ise, sismik enerji buna bağlı olarak fazla olacak ve sismik moment düşük olacaktır (Lay ve Wallace, 1995). Tekrarlı şoklar içeren

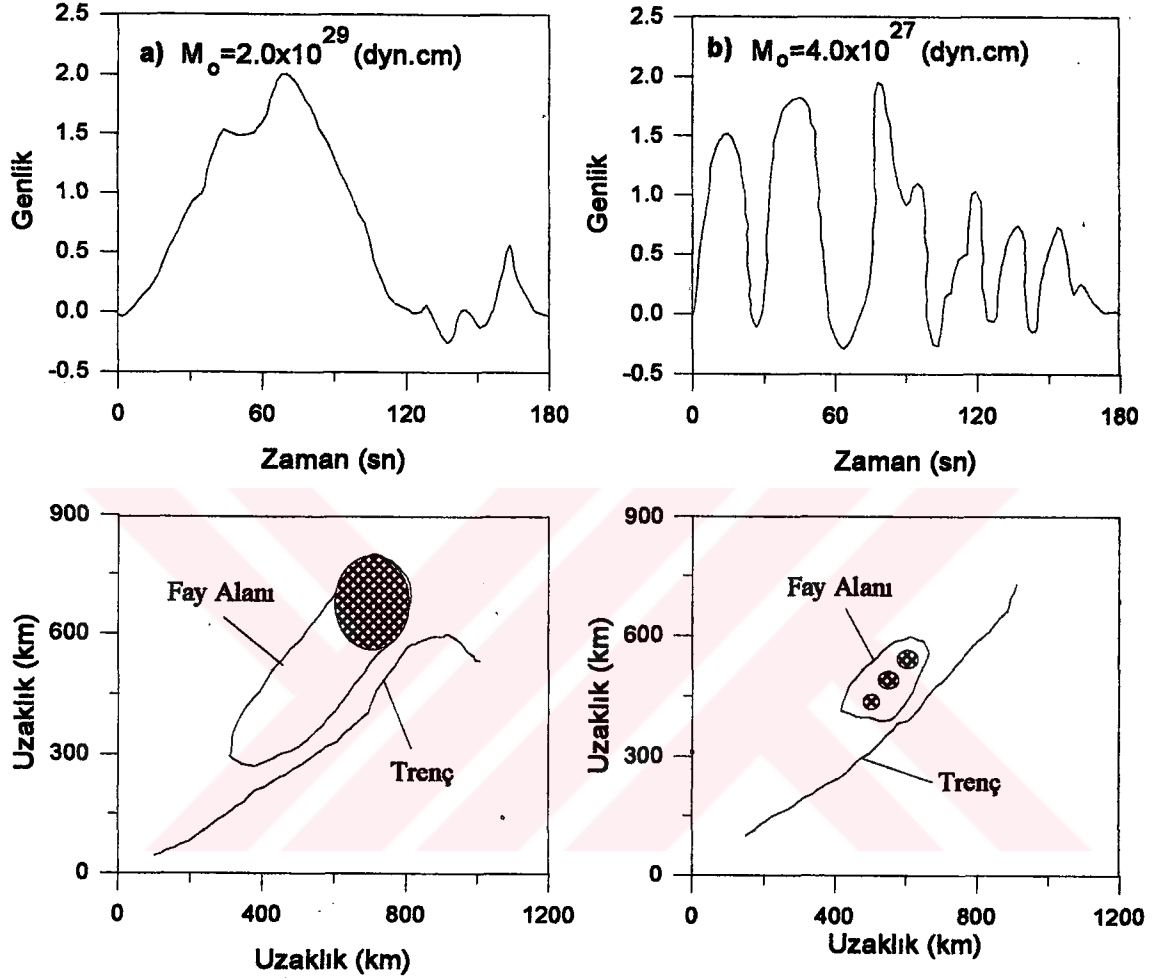
depremlerin gerilme azalmaları daha fazladır. Bir deprem sonucunda en fazla gerilme azalımı asperitelerin kırıldığı zaman ortaya çıkacaktır (Kanamori, 1986). Yılmaztürk ve Bayrak (1997), büyük ölçekli doğrultu-atımlı faylanmaların ve doğrultu-atım bileşeni içeren büyük ters ve normal fayların karmaşık kırılma gösterebileceklerini, doğrultu-atım bileşeni içermeyen normal ve ters fayların basit kırılma ile oluştuğunu ortaya koymuşlardır.



Şekil 25. Bariyer ve asperite modeli (Aki (1984)' den modifiye edilerek alınmıştır). Taralı kısımlar gerilme yüklü bölgeleri göstermektedir.

Kanamori (1971), dalma-batma kuşaklarındaki depremlerin büyüklükleri sismojenik kuşaktaki değişimlerle ilişkili olduğunu tesbit etmiştir. Bu kuşak, dalan ve üstteki levha arasındaki dokanak yüzeyin genişliği ile ilgili olup (Kelleher ve diğ., 1974), 60-70 km arasında değişmektedir. Bu kuşaklarda meydana gelen depremlerin momenti dalan levhanın yaşı ve dalma hızı ile yakından ilişkilidir (Ruff ve Kanamori, 1980). Ruff ve Kanamori (1983), 1963 Kuril depremi ($M_S=8.1$, $M_W=8.5$) ve 1964 Alaska depremlerini

($M_S=8.3$, $M_W=9.2$) karşılaştırarak, Kuril depreminin momentinin 4.0×10^{27} dyn.cm ve Alaska depreminin momentinin 2.0×10^{29} dyn.cm olduğunu belirlemişlerdir (Şekil 26).



Şekil 26. a) Alaska (28.03.1964), b) Kuril (13.10.1964) depremlerinin kaynak-zaman fonksiyonu ve faylanma alanları. Taralı bölgeler asperiteleri göstermektedir (Ruff ve Kanamori (1983)'dan modifiye edilerek alınmıştır).

Fay alanı daha büyük olan Alaska depreminin kaynak-zaman fonksiyonu daha düzgün olmasına rağmen, fay alanı daha küçük olan Kuril depreminin kaynak-zaman fonksiyonu tekrarlı olaylar şeklinde ve karmaşık bir görünümündedir. Kuril depreminde kırılmanın kolay olmasını engelleyen asperitelerin daha heterojen olması nedeniyle kırılmalar homojen değildir ve dolayısı ile, kaynak-zaman fonksiyonu karmaşıktır (Şekil 26). Fay alanının küçük olması ve kırılmanın karmaşık olmasından dolayı, Kuril

depreminin momenti daha küçüktür. Daha yaşlı olan dalma-batma kuşaklarında levhaların birbirlerine yaklaşma hızı küçük olacak ve büyük depremlerin kırılması karmaşık olacaktır. Genç kuşaklarda ise hareket hızlı olacağından kırılmalar daha basit, fay alanı ve moment daha büyük olacaktır (Kanamori, 1986). Wesson (1987), dalma-batma kuşaklarına benzer şekilde, San Andreas fayı üzerinde oluşan büyük ölçekli depremlerde kırılmanın karmaşık ve yavaş olmasını sağlayan heterojen asperitelerin olduğunu ortaya koymuştur. Bu yüzden, bu bölgede meydana gelen depremlerin enerji/moment oranları yüksek olacaktır.

e) Kaynak-Zaman Fonksiyonunun Şekli

Bir depremin kaynak-zaman fonksiyonu fayın uzunluğuna ve kırılma hızına bağlıdır. Daha uzun faylar, fayın yüzeye doğru genişlemesi, büyük depremlerle ilgili olan yavaş kırılmalar uzun peryotlu yüzey dalgalarının oluşmasına ve kaynak-zaman fonksiyonunun uzun olmasına neden olmaktadır (Gupta ve Rastogi, 1972). Bir deprem için kaynak-zaman fonksiyonu,

$$\tau = \frac{L}{V} \quad (60)$$

bağıntısı ile verilir (Marshall, 1970). Burada, V kırılma hızını, L fay uzunluğunu ve τ kaynak uzunluğunu göstermektedir. Bu ifadeden anlaşılacağı gibi, fay alanının büyük olması ve kırılmanın yavaş olması kaynak-zaman fonksiyonunun uzun olmasını sağlayacaktır.

Karmaşık depremlerde kaynak fonksiyonu basit depremlere oranla oldukça düzensizdir. Kaynak-zaman fonksiyonunun düzensizliği fay düzlemindeki geçici ve uzaysal heterojen kaymalara bağlıdır (Lay ve Wallace, 1995). Şekil 26'da verilen Alaska depreminde fay alanının büyük olması, Kuril depreminde ise heterojen asperiteler sebebi ile kırılmanın yavaş olmasından dolayı, her iki deprem için de kaynak-zaman fonksiyonları uzundur (Ruff ve Kanamori, 1983). Fakat karmaşık kırılma gösteren Kuril depreminin kaynak-zaman fonksiyonu daha uzundur. Kanamori (1986), aynı boyuta sahip olan

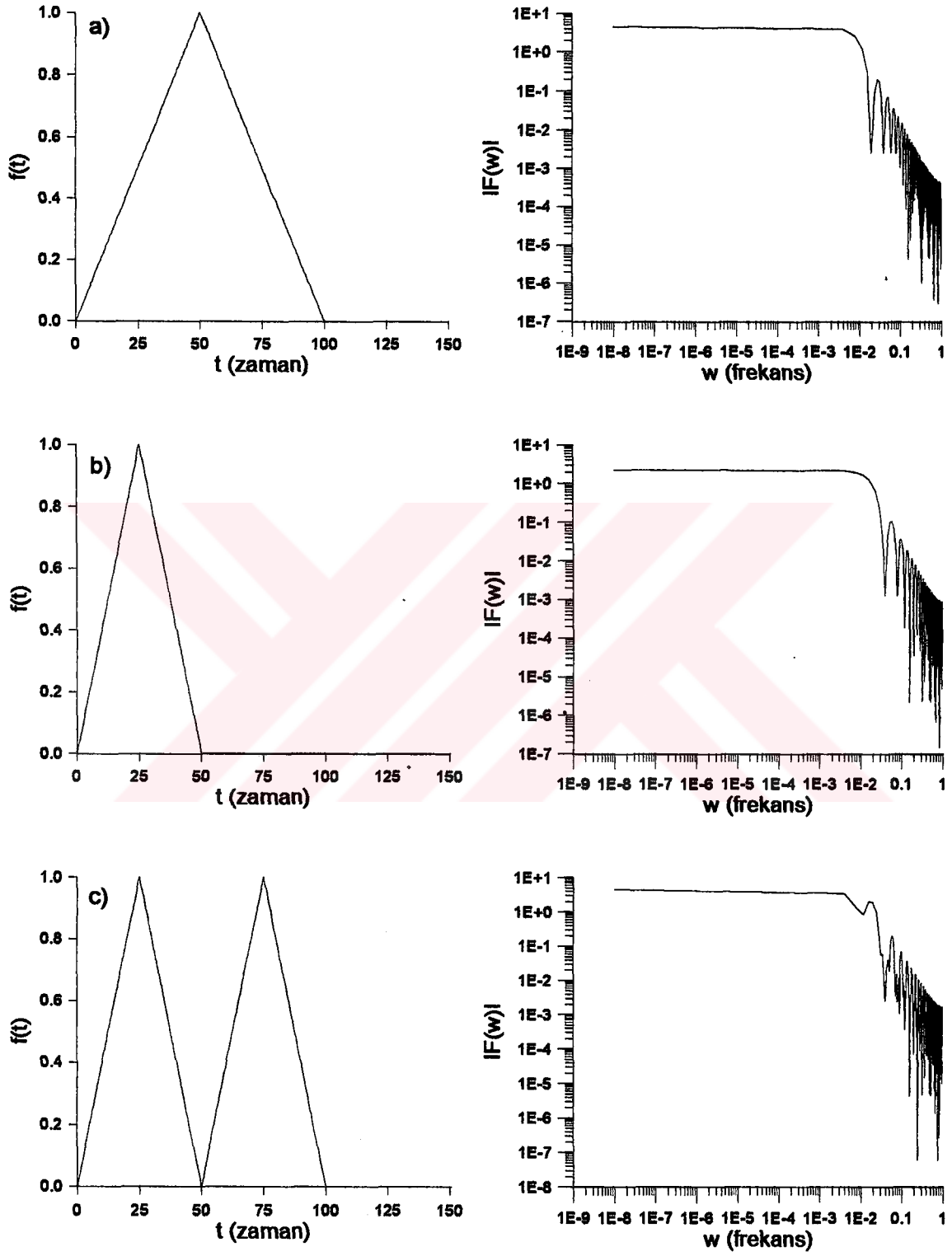
homojen bir fay modeli için uzak-alan sismogramlarının kaynak-zaman fonksiyonu altında kalan alandan hesaplanan moment değerinin, heterojen bir fay modeli için hesaplanandan daha büyük olduğunu ortaya koymuştur. Çünkü, karmaşık bir deprem için kaynak-zaman fonksiyonunun altında kalan alan, basit depremler için kaynak-zaman fonksiyonunun altındaki alandan daha küçüktür. Heterojen kırılma gösteren bölgeler sismik risk açısından oldukça önemlidir. Çünkü bu bölgelerde oluşan depremlerde yüksek frekanslı enerji yayılmaktadır (Lay ve Wallace, 1995).

Şekil 27'de üç adet farklı kaynak-zaman fonksiyonu ve bu fonksiyonların genlik spektrumları verilmiştir. Her üç kaynak-zaman fonksiyonunda maksimum genlikler 1.0 ve örnekleme aralığı 0.5 s alınmıştır. Birinci kaynak-zaman fonksiyonun 100 s (Şekil 27a) ve ikinci fonksiyon 50 s süren basit olaylar olarak tasarlanmıştır. Üçüncü fonksiyon ise, ilk 50 s'den sonra kendini tekrarlayan, iki kırılma şeklinde karmaşık bir olay olduğu göz önünde bulundurulmuştur.

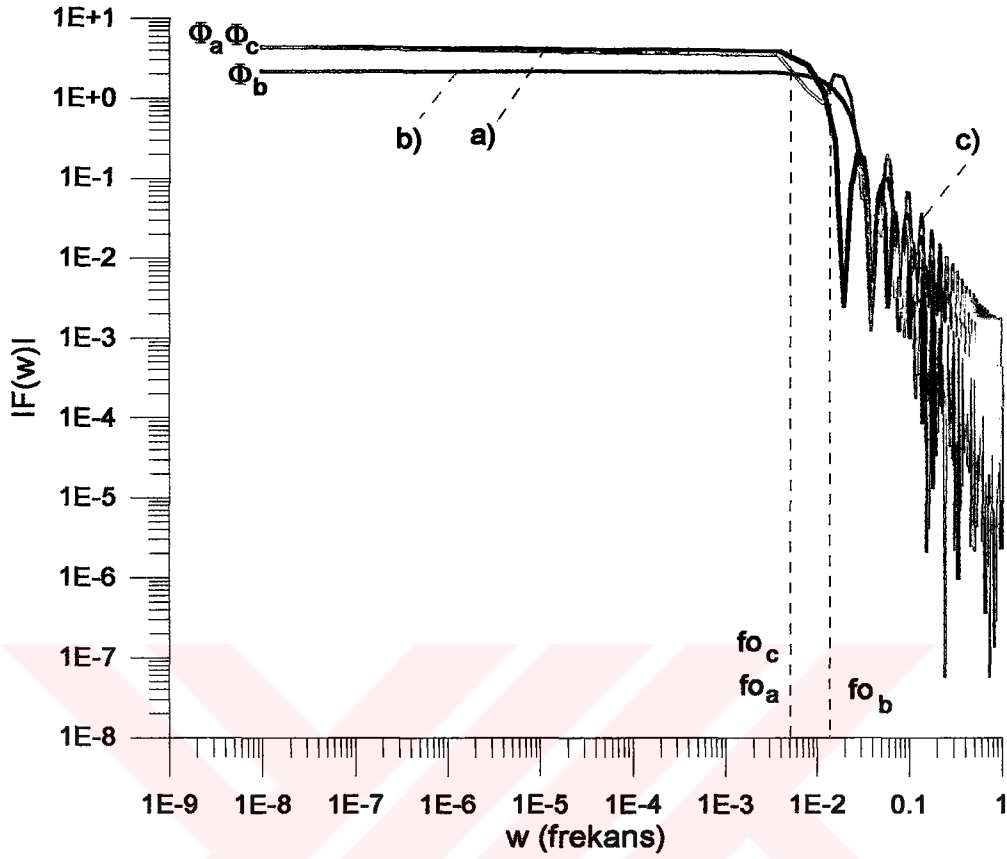
Kaynak-zaman fonksiyonundan sismik moment,

$$M_o = (0.24)(4\pi)\mu\beta r\phi \quad (61)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir (Brune 1970, 1971). Burada μ rijiditeyi, β S dalgası hızını, r (46) bağıntısı ile tanımlanan kaynak yarıçapını ve ϕ ise alçak frekans seviyesini göstermektedir. (46) bağıntısına göre kaynak yarıçapı f_0 köşe frekansı ile ters orantılıdır. Yani, aynı özelliklere sahip bir bölgede oluşan depremler için f_0 küçüldükçe r değeri büyüyecektir. Aynı β hızına sahip olan iki depremden ϕ değeri büyük ve f_0 değeri küçük olan depremin momenti daha büyük olacaktır. Şekil 28'de göz önünde bulundurulan üç fonksiyonun genlik spektrumları üst. üste çizilmiş, ϕ seviyeleri ve f_0 değerleri her bir fonksiyon için verilmiştir. Süre olarak daha uzun olan birinci fonksiyon için belirlenen ϕ_a seviyesi daha kısa olan ikinci fonksiyon için belirlenen ϕ_b seviyesinden daha büyüktür. Birinci fonksiyonun f_0 değeri ikinci fonksiyonun f_0 değerinden daha küçüktür. Bu yüzden, birinci olay için hesaplanacak sismik moment ikinci olay için hesaplanacak momentden daha büyük olacaktır.



Şekil 27. Değişik şekillere sahip teorik kaynak-zaman fonksiyonları ve genlik spektrumları.



Şekil 28. Göz önünde bulundurulan farklı üç kaynak-zaman fonksiyonunun genlik spektrumları.

Birinci olay ile üçüncü olayın kaynak-zaman fonksiyonlarının altında kalan alan eşittir. Üçüncü olay ile birinci olayın ϕ seviyeleri üst üste çakışmakta ve f_0 değerleri yaklaşık olarak aynıdır. Bu yüzden, iki olay için hesaplanacak olan moment yaklaşık olarak aynı olacaktır. Sismik enerji karmaşık kırılmalarla ilişkilidir ve tüm spektrum üzerinden hesaplanır. Sismik risk açısından yüksek frekanslarda (düşük periyotlarda) genliği büyük olaylar daha büyük enerjiler taşımaktadır. Karmaşık iki kırılmayı içeren üçüncü olayın yüksek frekanslardaki genlikleri, diğer iki olaya göre daha büyük ve tekrarlanma periyotları daha düşüktür. İki basit olaydan, fay alanı veya kaynak-zaman fonksiyonunun altındaki alanı büyük olanın sismik momenti daha büyük olacaktır. Aynı fay alanında meydana gelen iki olaydan, daha karmaşık bir kaynak-zaman fonksiyonuna sahip olan depremin enerjisi daha büyük olacaktır.

2.4.4. Enerji -Moment İlişkisi ve Görünür Gerilme Değişimi

Bu bölümde, değişik türden odak mekanizması gösteren ve farklı tektonik kuşaklar üzerinde oluşan depremler için enerji/moment oranları ve ortalama görünür gerilme değerleri hesaplanacaktır. Bu değerler literatürde hesaplanmış değerlerle karşılaştırılacak ve değişik tektonik birimler için hesaplanan değerlerin farklılık nedenleri tartışılacaktır. Şekil 29'da odak çözümü mekanizmalarını içeren 742 sığ depremin enerji-moment dağılımları grafiklenmiştir. Şekil 29a tüm depremleri, 29b doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren depremleri, 29c ters faylanma mekanizması gösteren depremleri ve 29d normal faylanma mekanizması gösteren depremleri göstermektedir.

Kikuchi ve Fukao (1988) 35 büyük deprem ($M_S \geq 6.7$) için,

$$\frac{E_s}{M_o} = 5 \times 10^{-6} \quad (62)$$

oranını hesaplamışlardır. Choy ve Boatwright (1995), 397 sığ deprem için ($M_S \geq 5.8$),

$$\frac{E_s}{M_o} = 1.6 \times 10^{-5} \quad (63)$$

oranını elde etmişlerdir. Bu çalışmada Choy ve Boatwright (1995)'in kullanmış oldukları 397 depremi de içeren 742 deprem (Şekil 29a) için,

$$\frac{E_s}{M_o} = 3.53 \times 10^{-5} \quad (64)$$

oranı bulunmuştur. Bu oran, (62) ve (63) bağıntıları ile verilen oranlara göre daha büyüktür ve aynı moment değeri için, (64) bağıntısı daha büyük enerji değeri verecektir. (44) bağıntısı kullanılarak 742 deprem için global ortalama görünür gerilmenin 10.59 bar olduğu hesaplanmıştır (Şekil 29a). Bu depremler için 200 bar maksimum görünür gerilme ve 0.04 bar minimum görünür gerilme değerleri elde edilmiştir. Kikuchi ve Fukao (1988) tarafından geliştirilen enerji/moment oranına göre ortalama görünür gerilme 1.5

bar ve Choy ve Boatwright (1995) tarafından geliştirilen orana göre ise 4.8 *bar* olacaktır. Bu çalışmada daha fazla veri kullanılarak bulunan ortalama değer, daha az veri kullanılarak yapılan diğer iki çalışmada bulunan değerlerden daha büyüktür.

Şekil 29b'de dağılımları verilen 118 tane doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren deprem kıtasal geçiş sınırlarında, okyanus ortası dönüşüm faylarda, dalma batma kuşaklarında ve levha içlerinde oluşmaktadır. Bu depremler için enerji-moment arasında,

$$\frac{E_s}{M_o} = 1.14 \times 10^{-4} \quad (65)$$

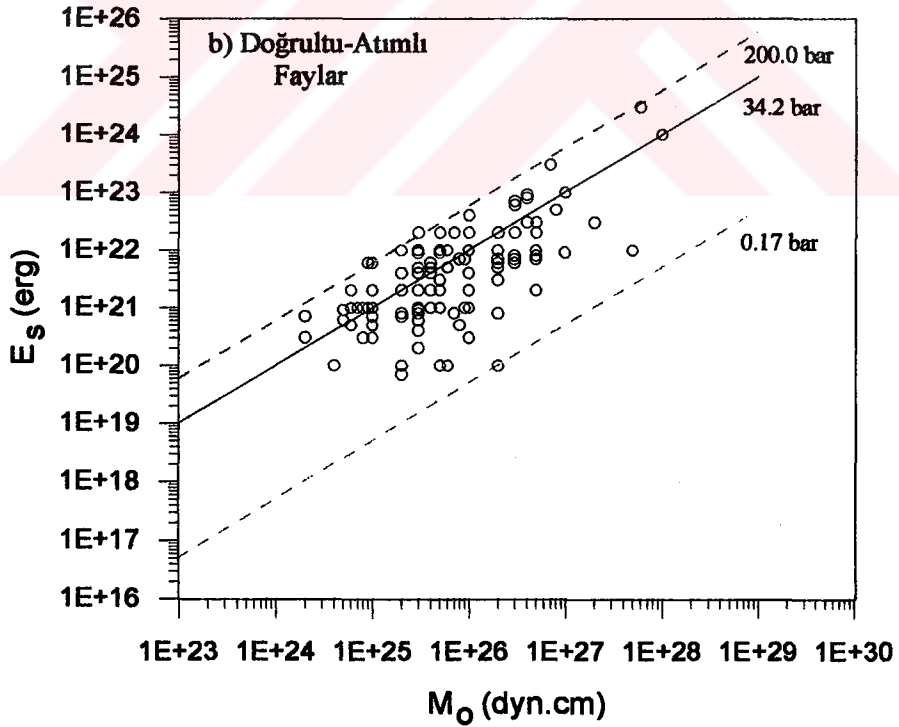
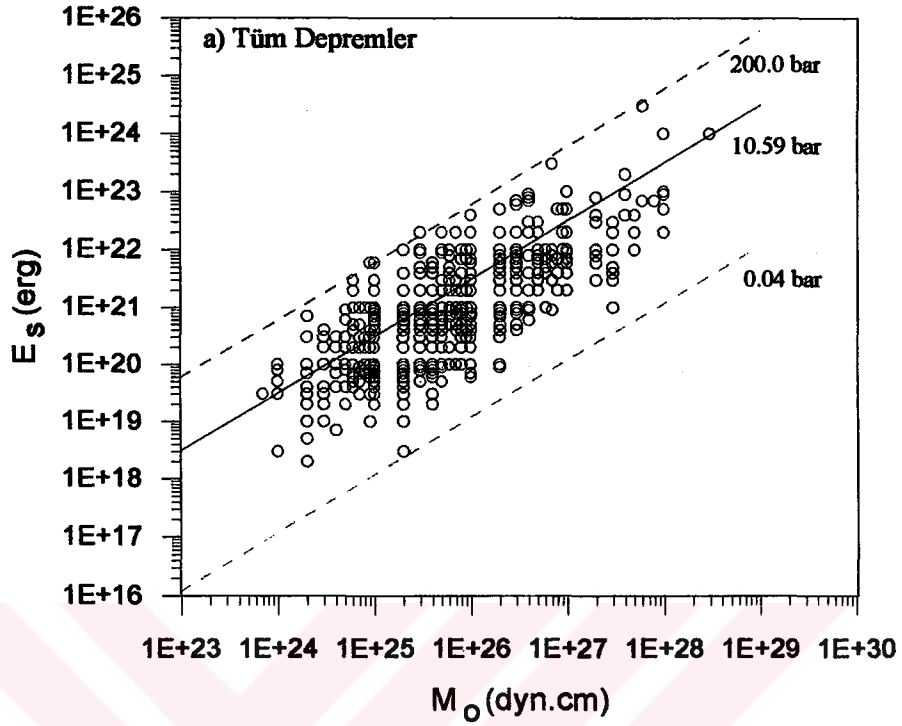
ilişkisi hesaplanmıştır. Kikuchi ve Fukao (1988), 5 tane kıtasal doğrultu-atımlı fay için bu oranı,

$$\frac{E_s}{M_o} = 1 \times 10^{-5} \quad (66)$$

olarak hesaplamışlardır. (44) bağıntısına göre E_s/M_o oranının yüksek olması, görünür gerilmenin büyük olacağını göstermektedir. (44) ve (65) bağıntıları kullanılarak, doğrultu atımlı faylanmalar için ortalama görünür gerilme 34.2 *bar* olarak hesaplanmıştır. Bu depremler için maksimum gerilmenin 200 *bar* ve minimum gerilmenin 0.17 *bar* olduğu bulunmuştur. Choy ve Boatwright (1995), 55 tane doğrultu-atımlı fay için 35.5 *bar* ortalama görünür gerilme elde etmişlerdir. Şekil 29c'de dağılımları verilen ters faylar dalma batma kuşaklarında, kıtasal çarpışma kuşaklarında ve az da olsa okyanus ortası sırt bölgelerinde oluşmaktadır. Bu türden mekanizma gösteren 435 depremin enerji ve momentleri arasında,

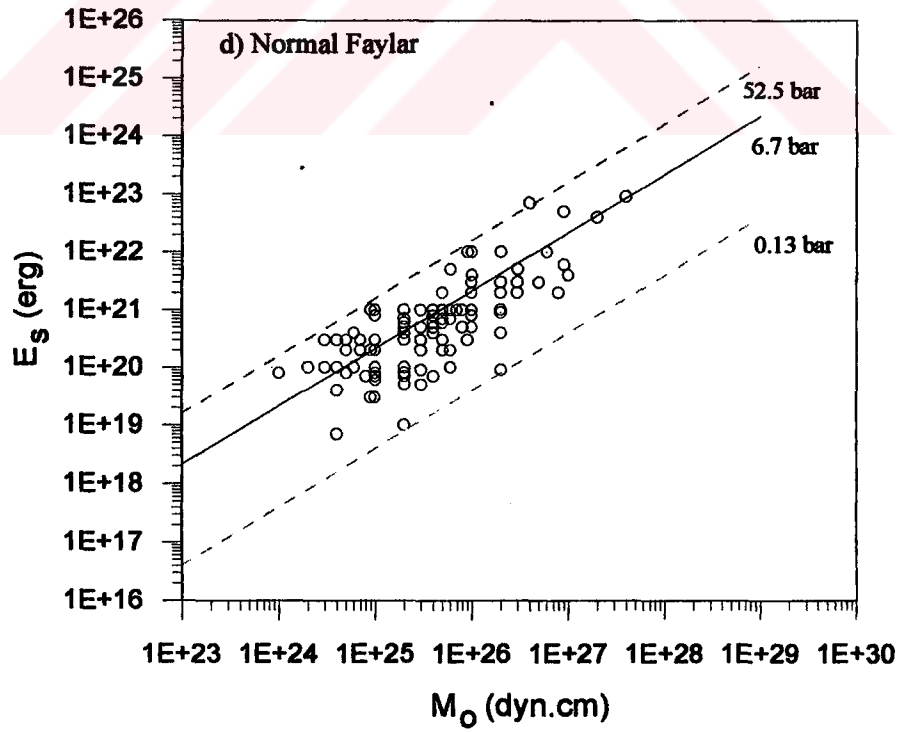
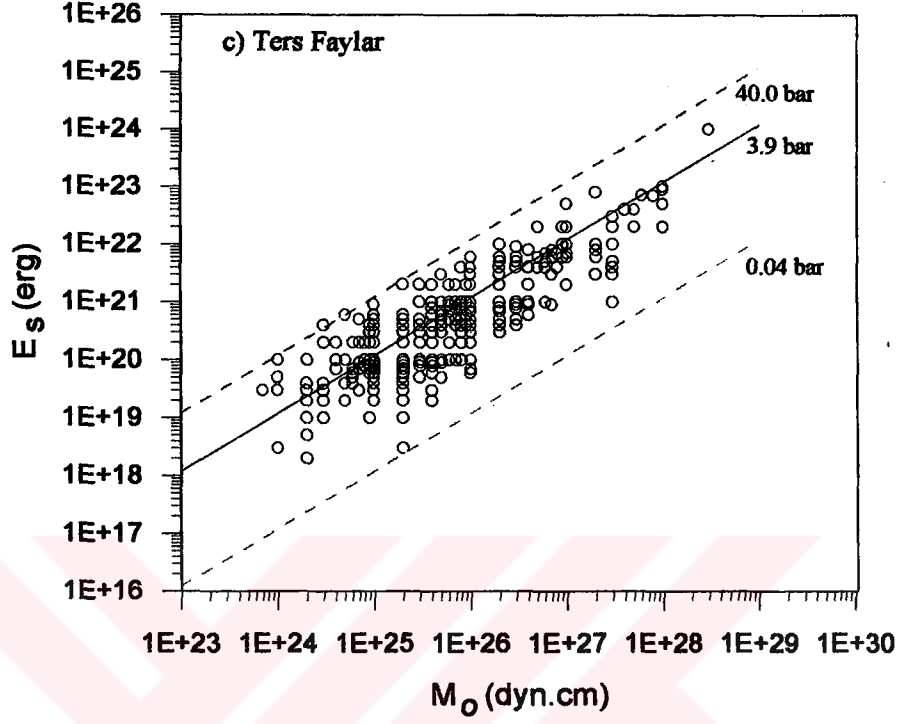
$$\frac{E_s}{M_o} = 1.3 \times 10^{-5} \quad (67)$$

şeklinde bir ilişki bulunmuştur. Bu oran tüm depremler ve doğrultu-atımlı faylar için bulunan orandan daha küçüktür.



Şekil 29. a) Tüm depremler, b) doğrultu-atımlı faylar, c) ters faylar ve d) normal faylar için Enerji - Moment ilişkileri ve (44) bağıntısı ile hesaplanan görünür gerilme değerleri. Ortadaki çizgi ortalama, alttaki kesikli çizgi en düşük ve üstteki kesikli çizgi ise en büyük görünür gerilmeyi göstermektedir.

Şekil 29'un devamı



Bu sebepten dolayı, bu depremler için hesaplanan 3.9 *bar* ortalama görünür gerilme, diğer deprem gruplarına oranla çok küçüktür. Gerilmenin alt ve üst limitlerinin 0.04-40 *bar* arasında değiştiği tesbit edilmiştir. Choy ve Boatwright (1995), 270 adet ters fay için ortalama görünür gerilmeyi 3.1 *bar* olarak elde etmişlerdir. Dalma-batma kuşaklarında, kıtasal çarpışma kuşaklarında, kıtasal yükselimlerde ve okyanus ortası sırtlarda meydana gelen 122 tane normal faylanma mekanizması gösteren deprem için enerji ve moment arasında,

$$\frac{E_s}{M_o} = 2.237 \times 10^{-5} \quad (68)$$

oranı elde edilmiştir. Bu oran doğrultu-atımlı faylanma gösteren depremler için bulunan orandan daha küçük, ters faylar için bulunan orandan daha büyüktür. Şekil 29d'de dağılımları verilen bu depremler için 0.13-57.5 *bar* arasında değişen değerler için, ortalama 6.7 *bar* görünür gerilme elde edilmiştir. Choy ve Boatwright (1995), 69 normal fay için ortalama görünür gerilmeyi 4.8 *bar* olarak elde etmişlerdir.

Yukarıda değişik fay türleri için verilen enerji/moment oranlarından moment boşalımının ters faylarda, enerji boşalımının ise doğrultu-atımlı faylarda daha büyük olduğu görülmektedir. Enerji doğrudan karmaşık kırılmalarla, yani kısa aralıklarla tekrarlanan sarsıntılar ile ilişkilidir. Kaynak boyutu 100 km'den daha büyük olan doğrultu-atımlı faylarda genellikle kırılmalar yavaş, kaynak-zaman fonksiyonları uzun ve kayma alanları heterojendir. (Lay ve Wallace, 1995). Dolayısı ile, bu sistemlere bağlı olan kırılmalar karmaşık olacaktır. Ayrıca doğrultu-atımlı faylarda, dalma-batma kuşaklarındaki ters faylara oranla depremler genellikle sığ ve fay uzunlukları kısadır. Fay alanlarının ve yerdeğiştirmelerin küçük olması ve kaynak-zaman fonksiyonlarının düzensiz olmasından dolayı, doğrultu-atımlı faylar için bulunacak sismik momentler dalma-batma kuşaklarındaki ters faylara oranla küçük olacaktır. Daha düşük E_s/M_o oranı veren doğrultu-atımlı faylar muhtemelen basit ve kaynak-zaman fonksiyonları düzenli olan küçük olaylardır. Depremin toplam boyutunu gösteren sismik moment ise, fay alanının büyüklüğü ile orantılı olarak artmaktadır. Ters fayların büyük bir kısmı dalma-batma

kuşakları ve kıtasal çarpışma kuşaklarında oluşmaktadır. Genellikle bu kuşaklarda oluşan büyük depremlerin fay alanları büyük, kırılmaların şekli basit ve kaynak-zaman fonksiyonları uzundur. Bu yüzden genç ve dalma hızı büyük olan kuşaklarda oluşan büyük depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarının altındaki alanın büyük olmasından dolayı, momentleri büyük olacaktır. Daha yaşlı ve yitim hızları daha küçük olan kuşaklarda depremlerin basit olmasını engelleyen daha heterojen asperiteler sebebiyle, kırılmalar yavaş ve karmaşık olmaktadır. Kaynak-zaman fonksiyonlarının altındaki alanların küçük olması momentin genç kuşaklara oranla daha düşük olmasına neden olmaktadır. Bu depremlerin E_S/M_0 oranları 1.34×10^{-4} değerine kadar yükselebilmektedir. Doğrultu-atımlı faylar için bulunan E_S/M_0 oranının ters faylara oranla çok daha büyük olmasından dolayı, bu faylar için hesaplanan ortalama görünür değeri ters faylar için bulunan değer yaklaşık 8.75 katı kadardır (Şekil 29). Doğrultu-atımlı faylarda 200 *bar* olan maksimum gerilme, ters faylarda 40 *bar* ile sınırlıdır.

Tablo 3’de değişik mekanizmalara bağlı olarak oluşan normal, ters ve doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan ortalama görünür gerilmeler verilmiştir. Okyanusal levhalar içinde ve dönüşüm faylarda oluşan doğrultu-atımlı depremler için ortalama 48.28 *bar* görünür gerilme elde edilmiştir. Bu bölgelerde (4., 17., 19., 21., 25., 27. ve 28. bölgeler) meydana gelen depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları genellikle basit ve kısadır (Bergman ve Solomon, 1984). Yüzey dalgası yayınımları, okyanusal ve kıtasal litosferde farklı şekilde etkilenmektedir. Okyanusal litosferin kıtasal litosfere oranla daha fazla dispersif olmasından dolayı, okyanus bölgelerinde oluşan ve kıtalarda kayıt edilen depremlerin yüzey dalgası genlikleri bastırılmaktadır (Prozorov ve Hudson, 1974). Bu yüzden M_S-m_b arasındaki istatistiksel ilişkilerden yararlanılarak okyanuslarda oluşan depremlerin basit veya karmaşık olduğuna karar vermek çok zordur. Eski fayların tekrar harekete geçmesine bağlı olan gerilmeler, dalma-batma kuşaklarındaki kayaçların kırılmalarına bağlı olan gerilmelerden daha yüksektir (Kanamori ve Allen, 1986). Okyanusal levha içi depremlerin mekanizmaları dünya çapındaki jeolojik değişimlerden bağımsız olduğundan, geometrik boyutları ve fay alanları küçüktür. Bu yüzden bu depremlerin momentleri dalma-batma kuşaklarında oluşan depremlerin momentlerine oranla küçük olacaktır.

Okyanusal levha içi depremlerin oluşabilmesi için parçalanmamış, soğuk ve bozulmamış kabuk malzemesi gereklidir. Kayaçların mukavemet gerilmesinin yüksek olması, buralarda meydana gelen depremlerin enerjisinin ve dolayısıyla, görünür gerilmelerin yüksek olmasına sebep olacaktır. Ayrıca, okyanusal levha içinde oluşan depremlerin kırılma hızları diğer kuşaklarda oluşan depremlere oranla çok küçüktür. Okyanusal sırt-sırt dönüşüm fayları okyanusal litosfere oranla daha zayıftır (Bergman ve Solomon, 1992) ve okyanus ortası bölgeler çok sayıda zayıflama eksenini içerir. Bu yüzden dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremlerin görünür gerilmeleri, okyanusal levha içi depremlerin görünür gerilmesinden daha küçük olacaktır (Choy ve Boatwright, 1995). Levha sıkıştırma kuvvetlerine karşı koymayı temsil eden dönüşüm faylar aynı zamanda güçlü sıkışma kuvvetlerini oluştururlar (Richards ve Engebretson, 1994). Bir dönüşüm fay üzerinde kırılma için gerekli olan gerilmeler, normal soğuma gibi faktörler nedeni ile yüksek olabilir. Dönüşüm faylar üzerindeki kırılmaların çok yavaş ve fay alanlarının küçük olması görünür gerilmelerin yüksek olmasına neden olacaktır. Okyanusal sırtlar üzerinde oluşan normal faylar için 7.02 *bar* ortalama görünür gerilme değeri hesaplanmıştır. Okyanusal dönüşüm faylar üzerindeki enerji boşalımı sırtlar üzerinde oluşan depremlerde yüz kat daha fazladır. Dönüşüm faylar sırt eksenlerinin yönündeki termal büzülmeden oluşur ve büzülmenin neden olduğu iç gerilmeler kayacın kırılma mukavemetinden çok daha büyüktür (Keaney ve Vine, 1990). Bu sebepten dolayı, dönüşüm faylar üzerinde oluşan doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan ortalama görünür gerilme değeri, sırtlarda oluşan normal faylar için hesaplanan değerden çok daha büyüktür. San Andreas ve Kuzey Anadolu fayı üzerinde oluşan 13 tane doğrultu-atımlı deprem için, (44) bağıntısı kullanılarak 32.40 *bar* ortalama görünür gerilme hesaplanmıştır. Bu değer okyanusal bölgelerdeki depremler için hesaplanan değerden daha küçük, normal ve ters faylanmalar için hesaplanan değerlerden daha büyüktür. Önceden var olan zayıf eksenlere yönelmeyen yanal gerilmelerin oluşturduğu depremlerin görünür gerilmeleri yüksek olacaktır. Diğer taraftan levha sınırlarına doğru olan levha sıkıştırma kuvvetleri bu zayıf eksenlere karşı koymakta ve kırılmanın kolay olmasını engellemektedir (Choy ve Boatwright, 1995). Bu yüzden bu bölgelerde oluşan büyük ölçekli depremlerin kırılmaları yavaş, kayma alanları heterojen ve kaynak-zaman

fonksiyonları karmaşık olacaktır. Ayrıca, fay alanlarının dalma-batma kuşaklarındaki ters faylara oranla küçük olması sismik momentin daha küçük olmasına sebep olacaktır. Kıtasal litosferin okyanusal litosfere oranla daha az mukavemetli olması ve termal soğuma nedeniyle okyanusal dönüşüm faylarda daha fazla gerilme birikmesinden dolayı, kıtasal dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremlerin ortalama görünür gerilmesi okyanusal bölgelerde oluşan doğrultu-atımlı depremlerin ortalama görünür gerilme değerinden daha küçük olacaktır. Ayrıca Kıtasal litosfer, okyanusal litosfere oranla daha fazla karmaşık olması nedeniyle, kıtasal dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremler daha karmaşıktır (Kearey ve Vine, 1990).

Tablo 3. Değişik bölgelerde fay türlerine bağlı olarak hesaplanan ortalama görünür gerilme değerleri.

Fay Türü	Oluştugu Bölge	Deprem Sayısı	Ortalama Görünür Gerilme (<i>bar</i>)
Doğrultu - Atımlı Fay	Okyanusal Dönüşüm Faylar ve Levha içi	14	48.28
	Kıtasal Dönüşüm Faylar	13	32.40
Ters Fay	Okyanus-Kıta Dalma Batma Kuşağı	362	3.70
	Kıta-Kıta Çarpışma Kuşağı	29	3.69
Normal Fay	Okyanus-Kıta Dalma Batma Kuşağı	76	7.60
	Kıta-Kıta Çarpışma Kuşağı	10	10.19
	Kıtasal Açılım	13	4.08
	Okyanus Ortası Sırt	7	7.02

Okyanusal-kıta dalma-batma ve kıta-kıta çarpışma kuşaklarında oluşan ters faylar için yaklaşık 3.7 *bar* civarında ortalama görünür gerilme hesaplanmıştır. Levha sınırlarında tekrarlanan kaymalardan oluşan ters fayların yamulmaları ve mukavemet gerilmeleri düşük olacaktır. Basit kaynak-zaman fonksiyonu, yüksek moment ve düşük görünür gerilme ile temsil edilen depremler genç ve dalma hızı büyük olan dalma-batma kuşakları ile ilişkilidir. 40 *bar*'a kadar ortalama görünür gerilmelerin hesaplandığı bölgeler ise yaşlı ve dalma hızı küçük olan kuşakları temsil etmektedir. Bu bölgelerde kayma alanları heterojen, kaynak-zaman fonksiyonları uzun ve karmaşık olan depremler faylanma yüzeyinde homoejen bir dağılım göstermeyen heterojen asperitelerle açıklanabilir (Şekil 26).

Yeniden harekete geçen normal faylarda kırılmalar basit, kayma alanları homojen ve fay alanları ters faylara oranla küçüktür. Tablo 3'de normal faylanmalara bağlı olan değişik birimler için 4.08-10.19 *bar* arasında değişen ortalama görünür gerilmeler hesaplanmıştır. Bu değerler doğrultu-atımlı depremler için hesaplanan değerlerden küçük, ters faylar için hesaplanan değerlerden daha büyüktür.

2.4.5. Global Depremler İçin M_E ve M_w Magnitüdüleri

Bir depremin fiziksel işlemlerinin çok karmaşık olmasından dolayı, sadece basit bir parametre ile depremi tanımlamak çok zordur. M_S magnitüdü 20 s peryotlu yüzey dalgaları için, m_b magnitüdü ise 1-10 s peryotlu cisim dalgaları için önerilmiştir. Çok büyük depremlerden sonra uzun peryotlu sismogramlarda çok uzun peryotlu dalgalar kaydedilir. Bu depremler için 20 s peryotlu yüzey dalgalarının genliğinden hesaplanacak M_S magnitüdü, normal büyüklükteki bir deprem için hesaplanacak magnitüd kadar olacaktır (Kanamori, 1977). Bu yüzden M_S magnitüdü, çok büyük bir depremin boyutunu tam olarak yansıtmayacaktır. Deprem sebebiyle oluşan fay boyutu magnitüd belirlemede kullanılan dalga boyunu aştığı zaman (genellikle 5-50 km) geleneksel Richter magnitüd ölçeğinin saturasyonu bozulacaktır. Geller (1976), $M_S=8.0$ ve $m_b=6.0$ civarında saturasyona uğradığını ve bu değerlerden daha büyük magnitüdülerin depremin büyüklüğünü tam olarak yansıtmadığını ortaya koymuştur. Bu yüzden, çok büyük depremler için M_S magnitüdü kullanılarak ampirik formüller ile hesaplanacak olan moment ve enerji parametreleri depremin fiziksel boyutunu tam olarak yansıtmayacaktır.

Moment-magnitüd ve Enerji-magnitüd arasındaki ampirik ilişkiler depremin büyüklüğünü kolayca ifade edebilmek için faydalı olabilir. Bu ilişkiler depremlerin büyük bir kısmı için geçerliliğini korumaktadır. Yinede, çok büyük depremler için bu ilişkilerle hesaplanacak moment ve enerji değerleri doğru sonuçlar vermeyecektir. Son yıllarda geniş-bandlı sayısal kayıtçıların gelişmesi ile depremin enerji ve momenti spektral yöntemlerle kolayca belirlenebilmektedir. Önceleri enerji ve moment M_S magnitüdünden

ampirik olarak hesaplanmakta idi. Günümüzde ise, enerji doğrudan sismogramlar üzerinden hesaplanabildiğinden dolayı, enerji magnitudü (Choy ve Boatwright, 1995),

$$M_E = (\text{Log} E_S - a) / b \quad (69)$$

şeklinde yazılabilir. Burada M_S yerine tanımlanmış olan M_E magnitudü spektral yöntemlerle belirlenen enerjiden hesaplandığından, M_S magnitudüne göre daha duyarlı olacaktır. (Global enerji-magnitud) ve (69) bağıntısı kullanılarak,

$$M_E = 2/3 \text{Log} E_S - 2.88 \quad (70)$$

bağıntısı elde edilir.

Kanamori (1977), $E_S/M_0 = 5.0 \times 10^{-5}$ ve gerilme azalımının 20-60 bar arasında olduğunu varsayarak, moment magnitudü için,

$$M_W = 2/3 \text{Log} M_0 - 6.0 \quad (71)$$

ilişkisini geliştirmiştir. Tablo 4'de bazı büyük depremler için M_S , (70) bağıntısı ile hesaplanan M_E ve (71) bağıntısı ile hesaplanan M_W magnitudleri verilmiştir. Bu Çizelgeden M_E magnitudleri daha büyük olan depremlerin doğrultu-atımlı faylarla ve M_W magnitudleri daha büyük olan depremlerin ise ters faylarla ilişkili olduğu görülmektedir.

Sismik risk depremin boyutu ile ilişkili olduğundan, M_E , M_W ve M_S magnitudlerinden hesaplanacak değerler farklı olacaktır. San Andreas, Kuzey Anadolu fayı ve Çin-Tibet bölgesinde bulunan büyük ölçekli doğrultu-atımlı faylar özellikle insanların yoğunlukta yaşadığı bölgelerdir. Ayrıca, büyük okyanusal doğrultu-atımlı depremler tsunami üretebilmektedir (Choy ve Boatwright, 1995). Bu yüzden, M_E 'nin sismik risk çalışmalarında kullanılması daha iyi sonuçlar verecek ve depremin boyutunu tanımada yardımcı olacaktır. Çünkü enerji ve moment arasındaki global değişim, görünür gerilme ve gerilme azalımının hangi bölgelerde daha fazla olduğunu ortaya koyacaktır.

Tablo 4. Değişik faylanma mekanizması gösteren depremler için hesaplanan M_S , M_E ve M_w magnitüdüleri.

Tarih	Enlem	Boylam	Fay Türü	M_S	M_E	M_w
30.11.1987	58.68	-142.79	Doğrultu atımlı	7.6	8.8	7.9
06.03.1988	56.98	-143.03		7.6	8.5	7.3
23.05.1989	-52.34	160.57		8.2	8.5	8.0
17.08.1991	41.82	-125.40		7.1	7.7	6.9
21.01.1994	1.02	127.72		7.2	7.6	7.3
14.11.1994	13.53	121.01		7.1	7.4	7.1
28.02.1979	60.64	-141.59	Ters	7.1	6.8	7.5
03.04.1983	8.72	-83.12		7.3	6.7	7.5
05.03.1987	-24.39	-70.16		7.3	7.0	7.7
17.05.1992	7.24	126.65		7.1	6.5	7.3
02.09.1992	11.74	-87.34		7.2	6.5	7.7
12.12.1992	-8.48	121.90		7.5	7.4	7.9
05.04.1990	15.13	147.60	Normal	7.5	6.8	7.7
05.02.1995	-37.76	178.75		7.5	6.8	7.2
14.04.1995	16.78	-98.60		7.2	6.8	7.3
16.05.1995	-23.01	169.90		7.7	7.4	7.7
11.07.1995	21.97	99.20		7.1	6.8	6.9
09.10.1995	19.06	-104.21		7.4	7.0	8.0

2.4.6. Basit ve Karmaşık Depremler için Görünür Gerilme Değişimi

Basit depremlerin enerji spektrumları daha büyük m_b değerleri veren düşük periyotlarda, karmaşık depremlerin spektrumları daha büyük M_S değerleri veren büyük periyotlarda daha zengin olacaktır. Basit depremlerin M_S magnitüdüleri, karmaşık depremlerin M_S magnitüdülerine oranla daha küçüktür. Bu farklılık, tekrarlı olaylar içeren bir deprem kaynağından çıkan değişik olayların yapıcı girişimi ile yüzey dalgası genliğinin büyümesi ile açıklanabilir (Gupta ve Rastogi, 1972). Bir deprem için elde edilen m_b ve M_S magnitüdüleri arasındaki farkı kullanılarak kaynağın basit veya karmaşık olduğu istatistiksel olarak araştırılabilir. Prozorov ve Hudson (1974), binin üzerindeki deprem için yapmış oldukları araştırmada, $R=M_S-m_b$ değerinin pozitif olduğu deprem kaynak bölgelerinin heterojen, kaynak civarındaki malzeme mukavemetinin yüksek ve bu bölgelerde kırılmaların yavaş olduğunu gözlemişlerdir. Mukavemeti yüksek olan bölgelerde kayaç kırılmasının olabilmesi için büyük gerilme gereklidir ve böyle depremler sonucunda genlikleri büyük yüzey dalgaları oluşacaktır. Trifunac ve Brune (1970), 1940

Imperial Vadisi (Kaliforniya) depremin magnitüdüleri ($m_b=6.4$ ve $M_S=7.1$) arasındaki farkın karmaşık tekrarlı kırılmalarla ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Tablo 5'de literatürde kaynak-zaman fonksiyonu çözümleri yapılmış bazı depremlerin m_b ve M_S magnitüdüleri, fay türleri, kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli ve çözümlerin alındığı referanslar verilmiştir. Tablodan $R=M_S-m_b$ pozitif değerine sahip olan depremlerin fonksiyonlarının genellikle karmaşık, doğrultu-atımlı veya doğrultu-atım bileşeni içeren normal ve ters faylarla ilişkili olduğu gözlenmektedir. $R=M_S-m_b$ negatif olan depremlerin basit kaynak-zaman fonksiyonuna sahip doğrultu-atımlı, normal ve ters faylarla ilişkilidir. Tablo 5'de yer alan 1991 ve 1992 yıllarında oluşan iki depremin kaynak-zaman fonksiyonları basit olmasına rağmen m_b magnitüdüleri M_S magnitüdülerinden daha büyüktür. Bu olay muhtemelen m_b magnitüdünün 6.0 civarında saturasyona uğramasından (Geller, 1976) veya tek frekans üzerinden hesaplanan magnitüdülerinin hesaplanmasında hata yapılmış olabilmesinden kaynaklanmaktadır.

Odak mekanizmaları çözümü kataloğunda yer alan enerjisi ve moment bilgilerinin her ikisi de mevcut olan 742 deprem için negatif R değerine sahip olan depremlerin (m_b magnitüdüleri M_S magnitüdülerinden daha büyük) enerji-moment dağılımları Şekil 30a'da verilmiştir. Bu depremler için 0.4-44.0 *bar* arasında değişen görünür gerilme değerleri ve 7.3 *bar* ortalama görünür gerilme hesaplanmıştır. Bu depremlerin % 64'ü ters fay, %27'si normal fay ve % 9'u doğrultu-atımlı fay mekanizması göstermiştir. Şekil 30b'de dağılımları verilen pozitif R değerine sahip depremler (M_S magnitüdüleri m_b magnitüdülerinden daha büyük) için 0.6-200.0 *bar* arasında değişen görünür gerilme değerleri ve ortalama 13.5 *bar* görünür gerilme değeri elde edilmiştir. Bu depremlerin % 52'si ters fay, % 11'i normal fay ve %37'si doğrultu-atımlı fay mekanizması göstermiştir. Pozitif R değerine sahip olan doğrultu-atımlı fayların sayısı, negatif R değerine sahip olanların yaklaşık dört katı fazladır. Bu fark karmaşık depremlerde açığa çıkan yüksek gerilmelerden kaynaklanmaktadır. R değerleri pozitif olan depremlerde 200.0 *bar* olarak hesaplanan maksimum gerilme azalımı, negatif R değerine sahip olan depremlerde 44.0 *bar* ile sınırlıdır.

Tablo 5. Literatürden alınan bazı depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli, M_S ve m_b magnitüdüleri

Tarih	O.Z.	Enlem	Boylam	m_b	M_S	F. T.	KF	Referans
01.08.68	20.19	16.52	-122.20	5.9	7.3	TF(AB)	K	Paleyo ve Wiens (1992)
08.08.72	19.09	27.40	59.14	5.4	5.4	TFY	B	Byrne ve diğ. (1992)
10.06.75	13.47	43.07	-147.64	5.8	6.8	TF(AB)	K	Paleyo ve Wiens (1992)
10.01.79	01.26	26.55	60.95	5.9	5.8	TF	B	Byrne ve diğ. (1992)
10.01.79	15.05	26.48	61.02	5.9	6.0	TF(AB)	B	Byrne ve diğ. (1992)
13.06.84	02.29	31.45	140.04	5.6	5.5	TF	B	Kanamori ve diğ. (1993b)
25.05.85	23.29	54.00	160.90	5.9	5.2	NF	B	Kao ve Chen (1994)
20.12.86	14.18	-56.9	-48.80	6.0	5.9	DAF	B	Paleyo ve Wiens (1989)
10.10.86	17.49	13.38	-89.12	5.2	5.6	DAF	K	Harlow ve diğ. (1993)
02.03.87	01.42	-37.9	176.76	5.9	6.6	NF(AB)	K	Anderson ve diğ. (1990)
17.11.87	08.46	58.80	-143.11	6.6	6.9	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
30.11.87	19.23	58.91	-142.76	6.7	7.6	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
06.03.88	22.35	57.23	-142.78	6.8	7.6	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
07.12.88	07.41	40.94	44.29	6.2	6.8	TF(AB)	K	Kikuchi ve diğ. (1993)
25.12.89	14.24	60.12	-73.60	6.1	6.3	DAF	K	Bent (1994)
25.03.90	13.22	93.6	-84.52	6.3	7.0	TF(AB)	K	Protti ve diğ. (1990)
20.06.90	21.00	36.96	49.41	6.4	7.0	DAF	K	Gao ve Wallecc (1995)
29.04.91	18.30	42.40	43.60	6.2	7.0	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
29.04.91	18.30	42.40	43.80	6.0	5.9	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
15.06.91	00.59	42.40	44.00	6.1	6.1	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
04.01.92	00.56	66.84	-94.46	5.2	4.9	TF	B	Bent ve Cassidy (1993)
28.06.92	11.57	34.20	-116.40	6.2	7.6	DAF	K	Valesco ve diğ. (1994)
23.10.92	23.19	42.50	45.00	6.2	6.5	TF	B	Triep ve diğ. (1995)

O.Z: Oluş zamanı, F.T.:Fay türü, KF.: Kaynak-zaman fonksiyonu, NF: normal fayları, TF: ters fayları, DAF: doğrultu-atımlı fayları, AB: atım bileşenini, K: karmaşık ve B: basit kaynak fonksiyonunu temsil etmektedir.

Tablo 5'de verilen ve odak mekanizmaları çözümü katalogunda yer alan deprem-lerin enerji ve moment bilgileri kullanılarak (70) ve (71) bağıntıları ile hesaplanan M_E ve M_W magnitüdüleri, kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli ile birlikte Tablo 6'da verilmiştir. Bu Tabloda, karmaşık olaylar için M_E 'nin M_W 'den daha büyük ve basit olaylar için ise, M_W 'nin M_E 'den daha büyük olduğu görülmektedir. Ayrıca, Tablo 5'de verilen basit kaynak-zaman fonksiyonuna sahip 29.04.1991 (oluş zamanı:09.12.48)'de meydana gelen depremin M_S magnitüdü m_b magnitüdünden daha büyük olmasına rağmen, hesaplanan M_W değeri M_E değerinden daha büyüktür. Bu farklılık, tek bir frekans üzerinden hesaplanan M_S ve m_b magnitüdülerine oranla, tüm sismogramlar üzerinden elde edilen

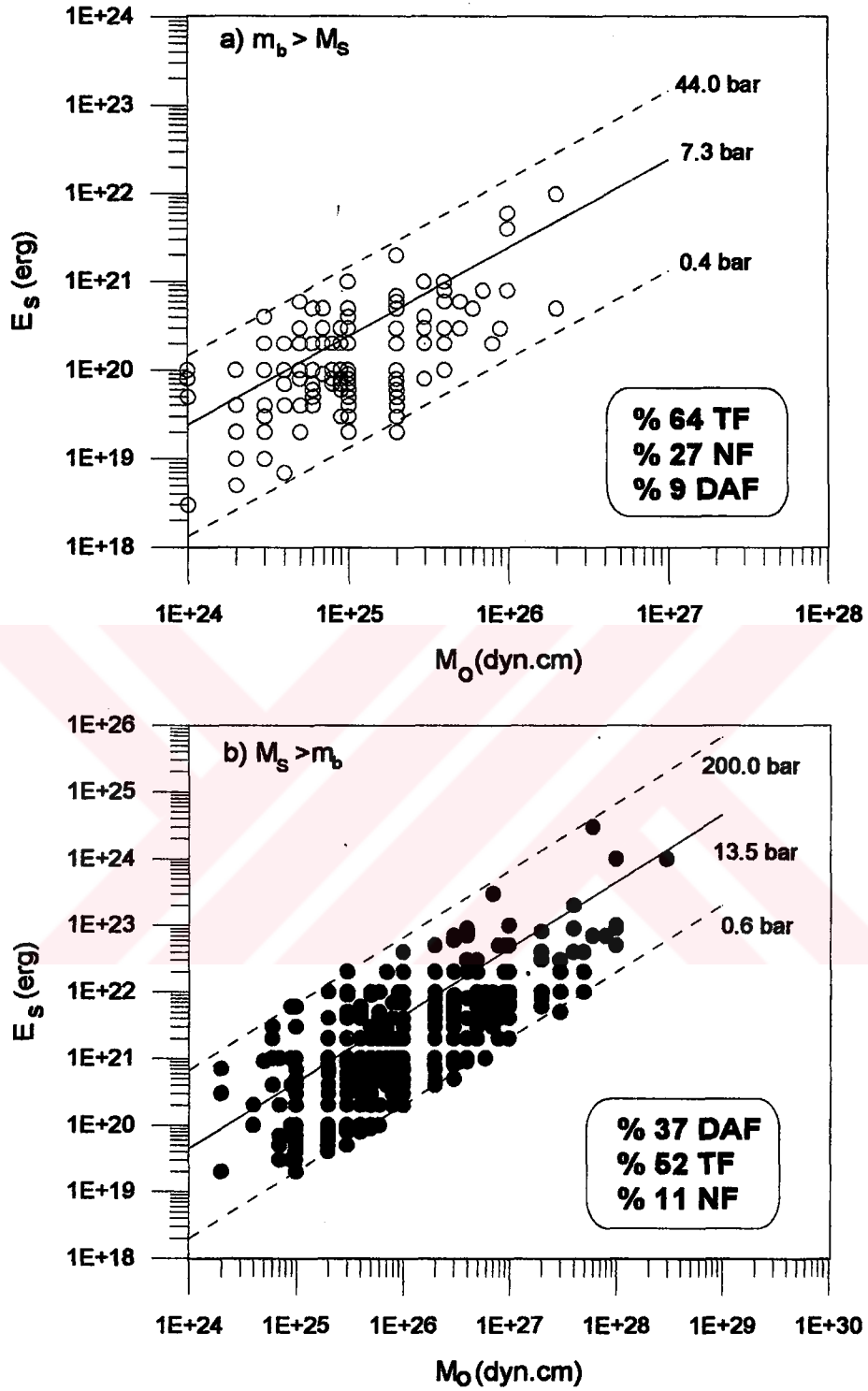
moment ve enerji değerleri kullanılarak hesaplanan M_w ve M_E magnitüdlerinin daha sağlıklı sonuçlar vermesinden kaynaklanmaktadır.

Enerji ve moment bilgileri kullanılarak hesaplanan ve $M_w > M_E$ olan depremlerin dağılımı Şekil 31a'da verilmiştir. Bu depremler için 0.04-6.6 *bar* arasında değişen görünür gerilme değerleri ve ortalama 2.7 *bar* görünür gerilme hesaplanmıştır. Elde edilen bu ortalama değer, ters faylar için hesaplanan 3.9 *bar* ortalama görünür gerilme değerine yakındır (Şekil 29c). Bu depremlerin % 70'i ters fay, % 15'i normal fay ve 15'i doğrultu-atımlı fay mekanizması göstermektedir. Şekil 31b'de dağılımları verilen $M_E > M_w$ olan depremler için 7.3-200.0 *bar* arasında değişen görünür gerilme değerleri ve ortalama 30.7 *bar* görünür gerilme hesaplanmıştır. Hesaplanan ortalama değer doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan değere yakındır (Şekil 29b). Bu depremlerin % 61'i doğrultu-atımlı fay, %22'si ters fay ve % 17'si normal fay mekanizması göstermiştir. $M_E > M_w$ magnitüd değerleri için hesaplanan ortalama görünür gerilme değer, $M_w > M_E$ magnitüdüleri için hesaplanan değerden yaklaşık 11 kat daha büyüktür. Bu olay, karmaşık kırılmalarla enerjinin ve gerilme değerinin basit olaylara oranla daha büyük olması ile açıklanabilir.

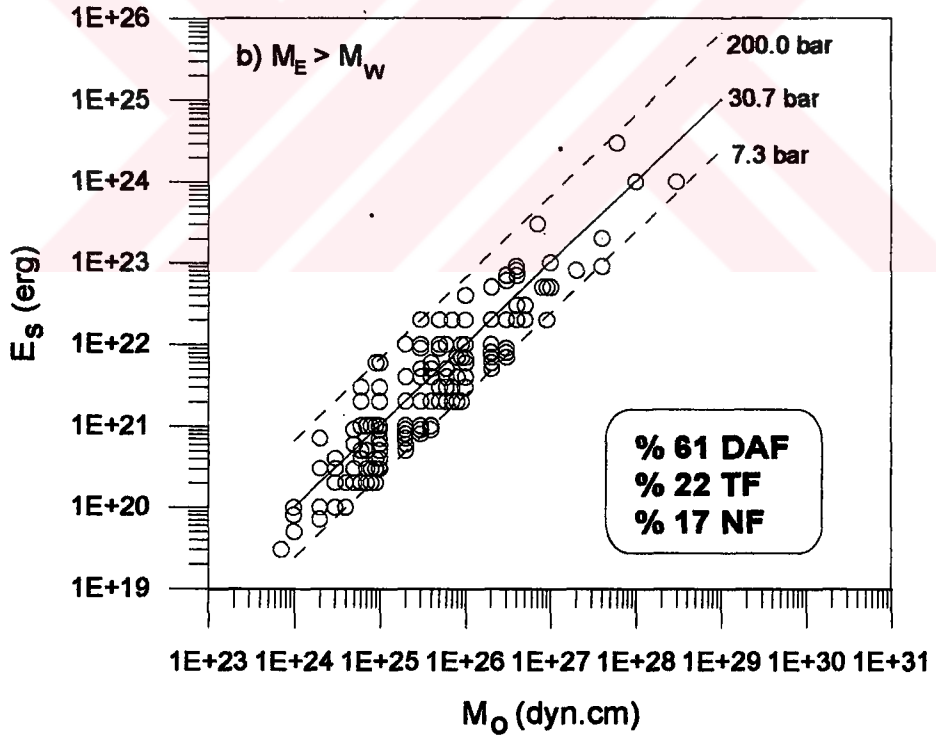
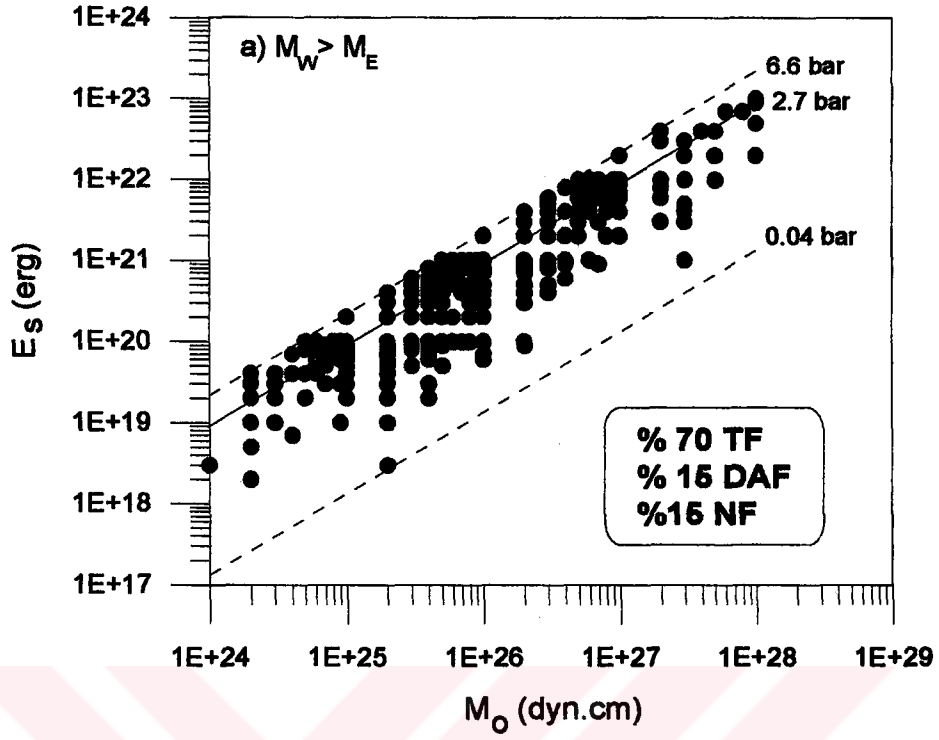
Tablo 6. Tablo 5'de verilen bazı depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarının şekli, (70) ve (71) bağıntıları ile hesaplanan M_E ve M_w magnitüdüleri

Tarih	O. Z.	Enlem	Boylam	M_E	M_w	F. T.	KF.	Referans
17.11.87	08.46	58.80	-143.11	8.1	7.2	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
30.11.87	19.23	58.91	-142.76	8.8	7.9	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
06.03.88	22.35	57.23	-142.78	7.8	7.1	DAF	K	Hwang ve Kanamori(1992)
07.12.88	07.41	40.94	44.29	6.9	6.7	TF(AB)	K	Kikuchi ve diğ. (1993)
25.12.89	14.24	60.12	-73.60	6.2	6.0	DAF	K	Bent (1994)
20.06.90	21.00	36.96	49.41	7.8	7.3	DAF	K	Gao ve Wallece (1995)
29.04.91	18.30	42.40	43.60	6.5	7.0	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
29.04.91	18.30	42.40	43.80	5.7	6.2	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
15.06.91	00.59	42.40	44.00	6.0	6.3	TF	B	Triep ve diğ. (1995)
28.06.92	11.57	34.20	-116.40	7.8	7.4	DAF	K	Valesco ve diğ. (1994)
23.10.92	23.19	42.50	45.00	6.2	6.6	TF	B	Triep ve diğ. (1995)

O.Z: Oluş zamanı, F.T.: Fay türü, KF.: Kaynak-zaman fonksiyonu. NF: normal fayları, TF: ters fayları, DAF: doğrultu-atımlı fayları, AB: atım bileşenini, K: karmaşık ve B: basit kaynak fonksiyonunu temsil etmektedir.



Şekil 30. a) $m_b > M_s$, b) $M_s > m_b$ olan depremler için (44) bağıntısıyla hesaplanan görünür gerilme sınırları, ortalama görünür gerilme değerleri ve fay türlerinin oranları. DAF: doğrultu-atımlı, NF: normal ve TF: ters fayları göstermektedir.



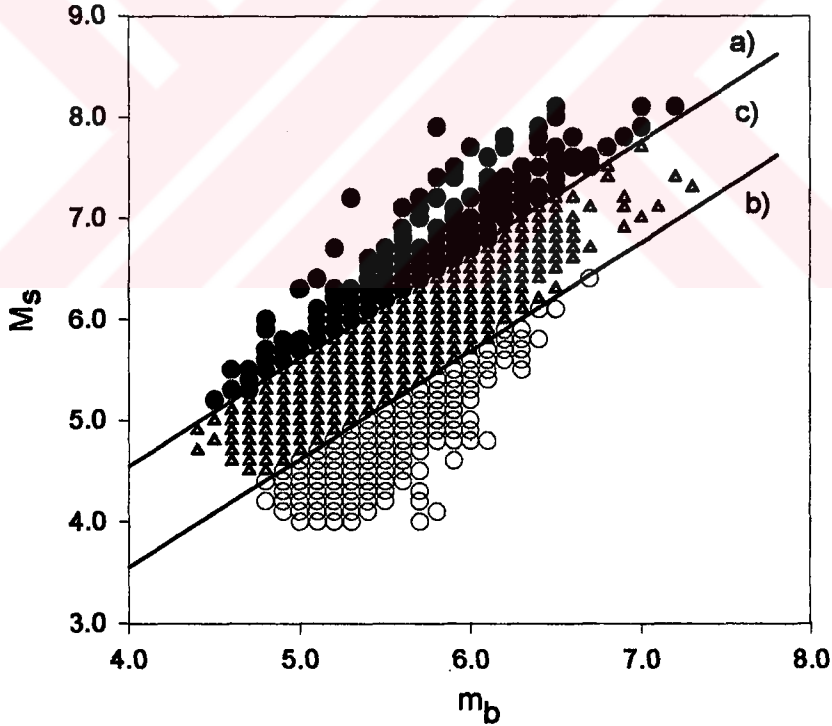
Şekil 31. a) $M_W > M_E$, b) $M_E > M_W$ olan depremler için (44) bağıntısıyla hesaplanan görünür gerilme sınırları, ortalama görünür gerilme değerleri ve fay türlerinin oranları. DAF: doğru-atımlı, NF: normal ve TF: ters fayları göstermektedir.

Şekil 30'da M_S ve m_b magnitüdüleri arasındaki farklar için hesaplanan gerilme değerlerinde saçılmalar gözlenirken, Şekil 31'de M_E ve M_W magnitüdüleri için hesaplanan değerlerde bir saçılma gözlenmemiştir. Bu yüzden, istatistiksel olarak basit ve karmaşık depremlerde M_W ve M_E magnitüdüleri arasındaki farkın kullanılması daha duyarlı sonuçlar verecektir. Ayrıca, $M_E > M_W$ olan depremlerde doğrultu-atımlı fayların ve $M_W > M_E$ olan depremlerde ise ters fayların ağırlıkta olması, bu ilişkinin daha duyarlı sonuçlar verdiğini göstermektedir. $M_E > M_W$ olan normal ve ters faylar, doğrultu-atım bileşeni içeren veya heterojen asperitelere sahip olan dalma-batma kuşaklarında gözlenen karmaşık olaylardır. $M_W > M_E$ olan doğrultu-atımlı faylar ise nisbeten küçük ölçekli basit olaylardır. Karmaşık olayların büyük bir kısmı doğrultu-atımlı faylanma ve basit olayların büyük bir kısmı ise ters faylanma mekanizması ile ilişkilidir.

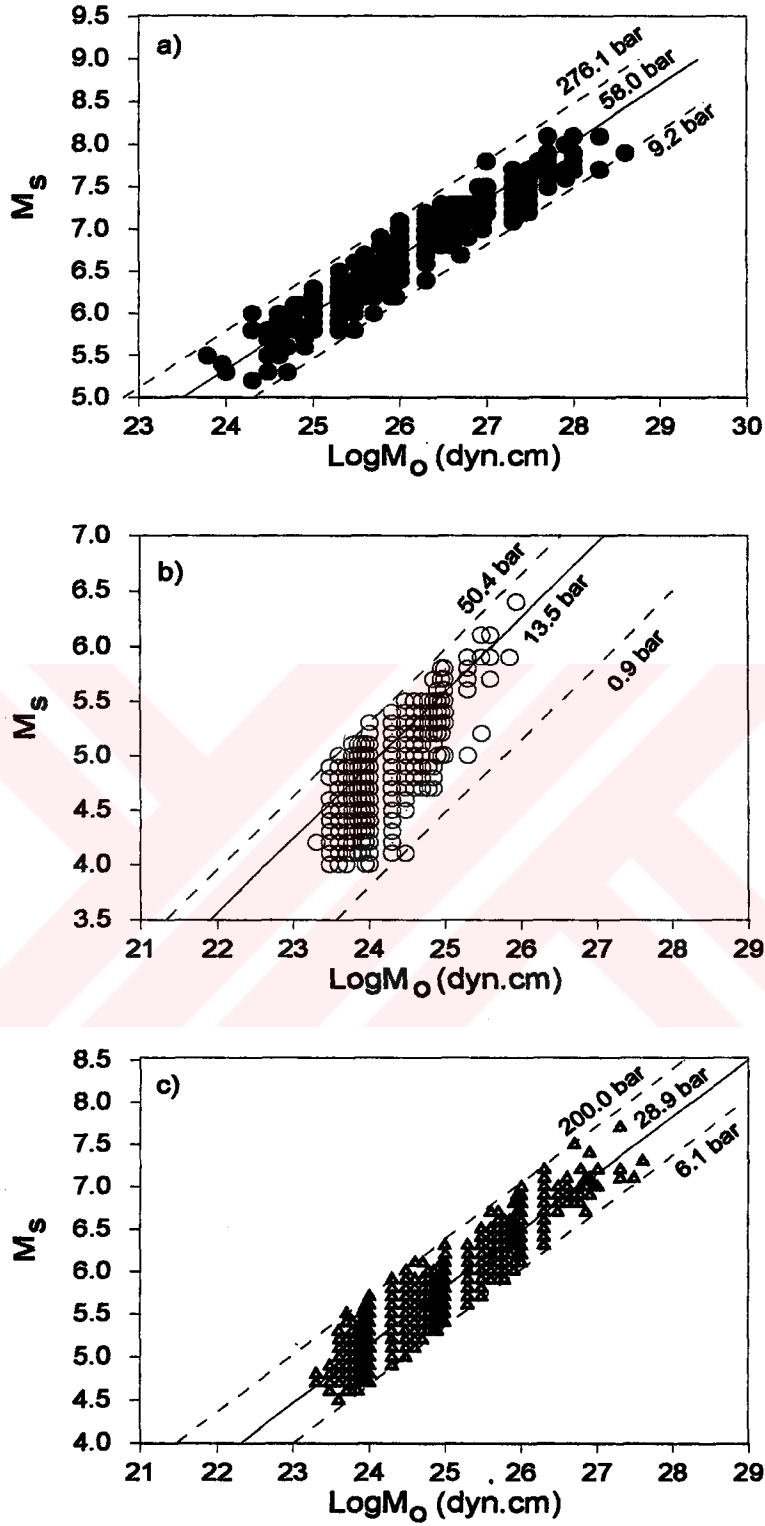
2.4.7. Basit ve Karmaşık Depremler için Gerilme Azalımı Değişimi

Depremlerin odak mekanizmaları çözümlerini içeren katalogda yer alan M_S ve M_0 değerleri bilinen ve yüzey dalgası magnitüdü 5.0'dan büyük olan 4075 adet sığ deprem için (57) bağıntısı kullanılarak gerilme azalımı değerleri hesaplanmıştır. Bölüm 2.2.'de Gupta ve Rastogi (1972) tarafından basit ve karmaşık kırılma mekanizması gösteren depremleri istatistiksel olarak ayırabilmek için m_b ve M_S magnitüdüleri arasındaki ilişkiler için geliştirilen ampirik bağıntılar Şekil 32'de depremlerin dağılımı üzerine çizilmiştir. Bu şeklin üst kısmında a) ile gösterilen olaylar karmaşık, ortada b) ile gösterilen olaylar basit ve altta c) ile gösterilen olaylar ise basit veya karmaşık ayrımı yapılamayan depremleri temsil etmektedir. Şekil 33'de Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen ilişkilerle kaynak-zaman fonksiyonlarının şekline göre ayrımı yapılan depremlerin M_0 - M_S dağılımları grafiklenmiştir. Şekil 33b'de gösterilen basit depremlerin magnitüdüleri genellikle 6.0'dan ve momentleri ise 1.0×10^{26} dyn.cm'den daha küçüktür. Şekil 33a'da verilen karmaşık olayların magnitüdüleri 8.0 ve momentleri 1.0×10^{29} dyn.cm değerlerine kadar yükselebilmektedir. Gerilme azalımı değerleri 0.9-50.4 bar arasında değişen basit

depremler için, ortalama 13.5 *bar* gerilme azalımı hesaplanmıştır. Karmaşık olayların gerilme azalımları 9.2-276.1 *bar* arasında değişmektedir. Bu depremler için ortalama 58.0 *bar* gerilme azalımı değeri elde edilmiştir. İstatistiksel olarak kaynak-zaman fonksiyonlarının veya kırılma şekillerinin ayırımı yapılamayan depremler için ortalama 28.9 *bar* gerilme azalımı hesaplanmıştır. Karmaşık olaylar için hesaplanan ortalama gerilme azalımı değeri, basit olaylar için hesaplanan ortalama değer yaklaşık olarak dört katı ve basit veya karmaşık ayırımı yapılamayan olaylar için hesaplanan değer iki katı civarındadır. Gupta ve Rastogi (1972) ilişkileri, ortalama değerlere göre basit veya karmaşık ayırımı iyi bir şekilde yapabilmektedir. Fakat, m_b ve M_s magnitüdlerinde görülen saturasyon veya tek peryot üzerinden hesaplanan magnitüdlere hata içermeye ihtimallerinin daha yüksek olmasından dolayı saçılmalar gözlenmektedir.



Şekil 32. Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen bağıntılar (Bölüm 2.2) için odak çözümlerini içeren katalogda yer alan, a) karmaşık depremler, b) basit depremler ve c) basit ve karmaşık ayırımı yapılamayan depremler



Şekil 33. a) Karmaşık depremler, b) basit depremler ve c) basit veya karmaşık ayırımı yapılamayan depremler için (57) bağıntısı ile hesaplanan gerilme azalımı değerleri. Ortadaki çizgiler ortalama, alttaki ve üstteki çizgiler minimum ve maksimum gerilme azalımı değerlerini göstermektedir.

2.4.8. Farklı Tektonik Yapılar İçin Moment-Magnitüd-Gerilme Azalımı İlişkileri

Bölüm 2.4.4'de değişik fay türleri için farklı enerji/moment oranları ve Bölüm 2.3.8'de ise göz önünde bulundurulmuş bölgeler için farklı moment-magnitüd ilişkileri elde edilmiştir. Bu farklılıklar depremlerin karmaşık veya basit olması ile ilişkilidir. En yüksek enerji-moment oranı doğrultu-atımlı faylar için hesaplanmıştır. Ayrıca basit olayların gözlemlendiği Peru-Şili dalma-batma kuşağında hesaplanan moment değerleri, heterojen asperiteler (Şekil 26) nedeniyle daha karmaşık depremleri içeren Tonga kuşağında gözlenen moment değerlerinden daha yüksektir. Karmaşık olayların moment değerleri yüksek magnitüd değerine oranla göreceli olarak küçük olacaktır. Bu yüzden, (57) bağıntısına göre karmaşık depremler için daha büyük gerilme azalımı değerleri hesaplanacaktır. Bu farklılıklar göz önünde bulundurularak değişik fay türleri için gerilme azalımı-moment/magnitüd ilişkileri irdelenmiştir.

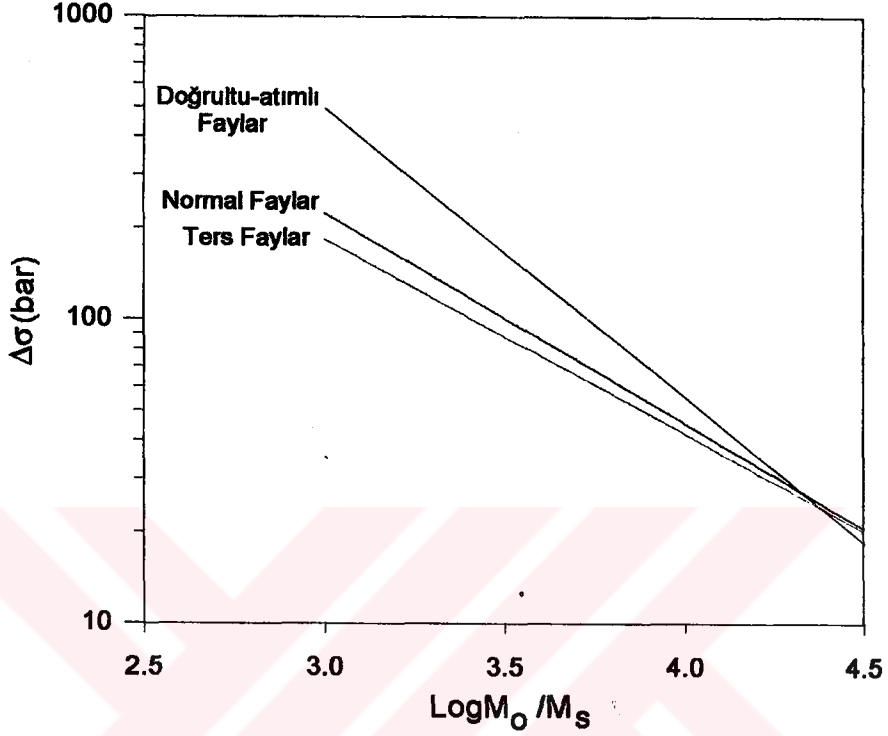
$$\text{Doğrultu-atımlı faylar için, } \Delta\sigma = \exp(-2.19(\text{Log}M_o / M_s) + 12.77) \quad (72)$$

$$\text{normal faylar için, } \Delta\sigma = \exp(-1.59(\text{Log}M_o / M_s) + 10.18) \quad (73)$$

$$\text{ters faylar için, } \Delta\sigma = \exp(-1.47(\text{Log}M_o / M_s) + 9.62) \quad (74)$$

İlişkileri hesaplanmıştır. Bu ilişkiler Şekil 34'de üst üste çizilmiştir. Üç fay türü içinde, yüksek $\Delta\sigma$ değerleri, düşük $\text{Log}M_o/M_s$ değerlerinin olduğu bölgelerde gözlenmiştir ve $\text{Log}M_o/M_s$ oranı büyüdükçe $\Delta\sigma$ azalmaktadır. Değişik fay türleri için hesaplanan görünür gerilme değerlerinde olduğu gibi (Bölüm 2.4.4), en yüksek $\Delta\sigma$ değerleri doğrultu atımlı faylar için ve en düşük $\Delta\sigma$ değerleri ise ters faylarda gözlenmiştir. Normal faylar için hesaplanan değerler ise ters faylar için hesaplanan değerlere yakındır. Sismik moment fay alanı ve kayma miktarıyla (ortalama yerdeğiştirme) doğru orantılı olarak artmaktadır (43 bağıntısı). Dalma-batma kuşaklarında oluşan ters faylar, tekralanan levha hareketleriyle kayma miktarları büyük ve momentleri yüksektir. Doğrultu-atımlı fayların kayma miktarları ve sismik momentleri, dalma-batma kuşaklarında oluşan ters faylara oranla

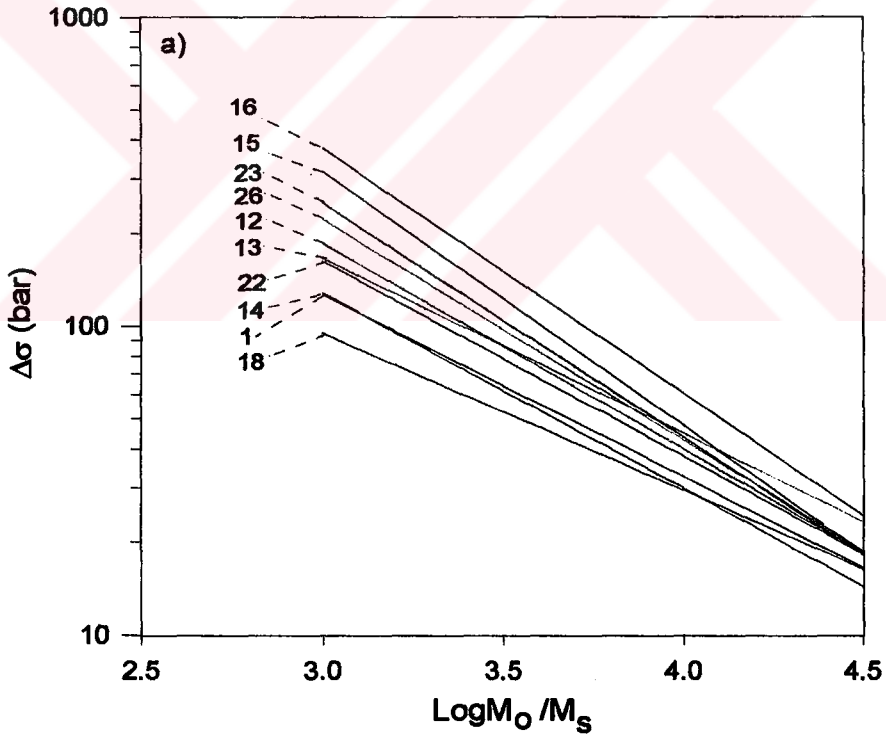
daha küçüktür. Bu yüzden doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan $\Delta\sigma$ değerleri ters faylar için hesaplanan değerlerden daha büyüktür.



Şekil 34. Değişik fay türleri için elde edilen $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri.

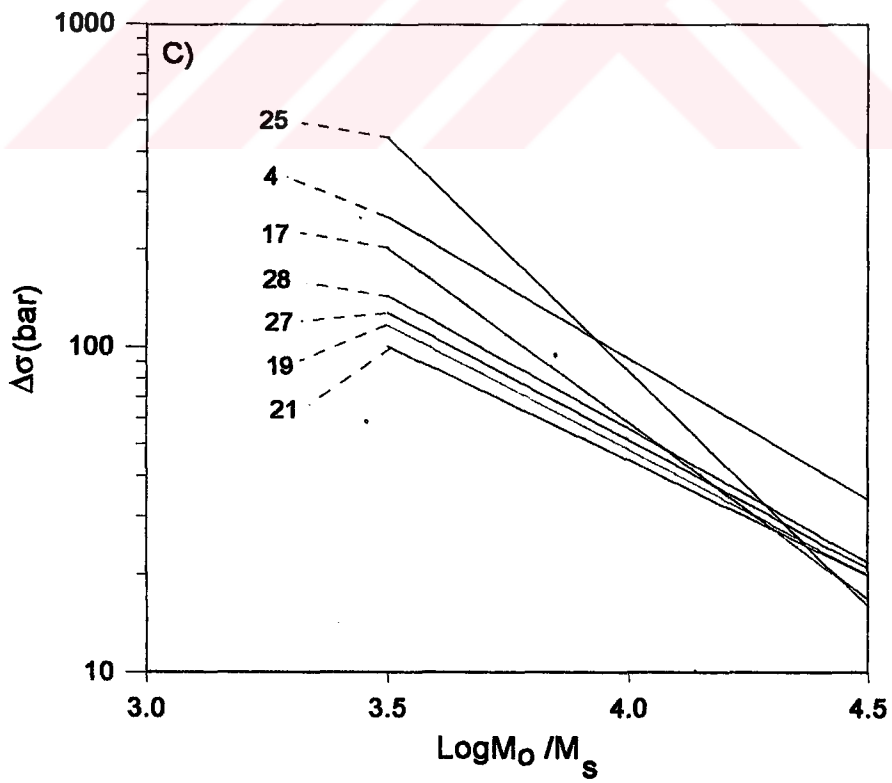
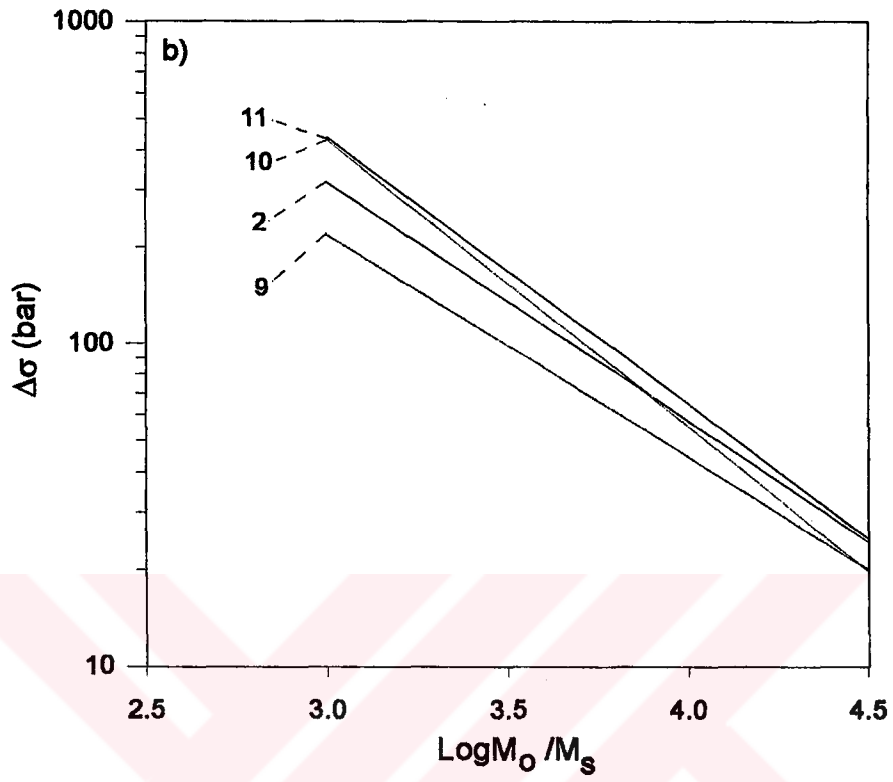
Şekil 35'de değişik bölgeler için hesaplanan ve Ek 6'de verilmiş olan $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri grafiklenmiştir. Şekil 35a'da değişik dalma-batma kuşakları için çizilen grafiklerde, en yüksek gerilme azalımı Tonga, Kermadec ve Yeni Zelanda kuşaklarını içeren 16. bölgede ve en düşük gerilme azalımı değerleri Peru-Şili kuşaklarını kapsayan 18. bölgede gözlenmiştir. Bu durum, Şekil 22a'da dalma-batma kuşakları için çizilen $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkilerinin tam tersidir. Yüksek moment değerlerinin gözlendiği 18. bölgede (Şekil 22a) en küçük gerilme azalımı ve düşük moment değerlerinin gözlendiği 16. bölgede (Şekil 22a) en büyük gerilme azalımı değerleri elde edilmiştir. Yaşları genç ve dalma hızları yüksek olan kuşaklarda fay alanı ve momentleri büyük olan depremler gözlemlendiğinden (Ruff ve Kanamori, 1983; Kanamori, 1986) dolayı, bu kuşaklar için (57) bağıntı ile hesaplanacak gerilme azalımı değerleri düşük olacaktır. Bariyer ve heterojen

asperitelerin yoğun olduğu bölgelerde kayma miktarları, fay alanları ve sismik moment küçük olacağından, bu kuşaklarda yüksek gerilme azalımı hesaplanacaktır. Peru-Şili hendeğinde oluşan depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları homojen asperite nedeniyle genellikle basittir. Asperitelerin heterojenliği attıkça depremler daha karmaşık olacaktır (Hartzell ve Heaton, 1985). Karmaşık depremlerin gerilme azalımları basit depremlerden daha büyüktür. 14. bölge dışındaki diğer bölgeler için çizilen $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri Şekil 22a'da gösterilen $\text{Log}M_0$ - M_S ilişkileri ile uyumludur. Yani, momentlerin büyük olduğu bölgelerde gerilme azalımları küçük ve momentlerin küçük olduğu bölgelerde gerilme azalımları daha büyüktür. 14. bölgede magnitudü 6.0'dan büyük olan deprem sayısının az olması nedeniyle, düşük $\text{Log}M_0/M_S$ oranları için yüksek gerilme azalımı değerleri hesaplanamamıştır.



Şekil 35. a) Dalma-batma kuşakları, b) kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler ve c) okyanus sırtları ile ilişkili olan bölgeler için hesaplanan $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri.

Şekil 35' in devamı

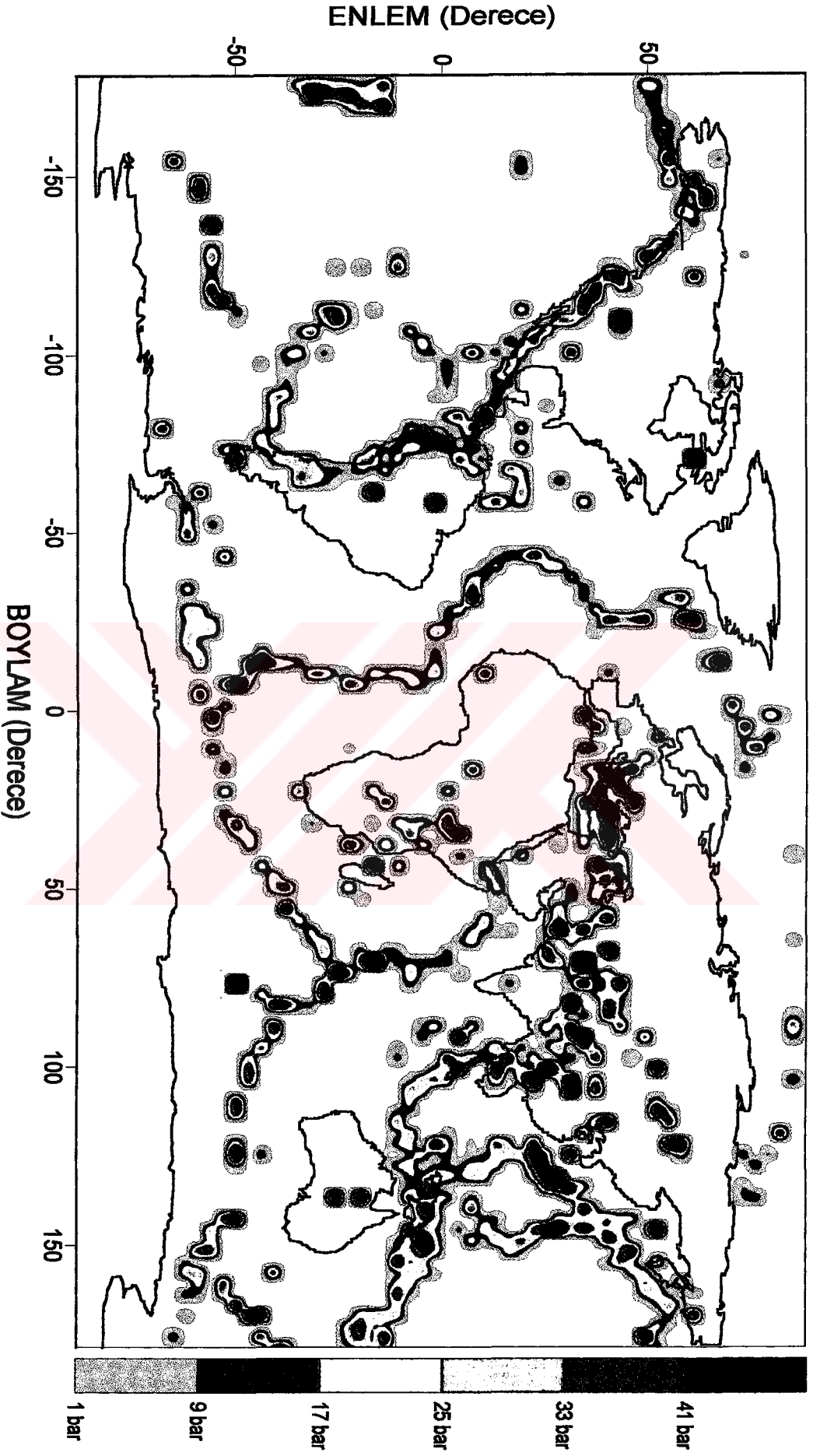


Şekil 35b'de, büyük ölçekli doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler için elde edilen $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0/M_S$ ilişkileri çizilmiştir. Yüksek moment değerlerinin gözlendiği 9. bölgede (Şekil 22b) düşük ve düşük moment değerlerinin gözlendiği 11. bölgede yüksek gerilme azalımı değerleri elde edilmiştir. 9. bölgede Ege yayına ve graben sistemine bağlı olarak gözlenen depremlerde ters ve normal fay mekanizması gösteren depremlerin oranı doğrultu-atımlı faylara oranla daha fazladır. Bu yüzden, bu bölgede daha düşük gerilme azalımları elde edilecektir. Şekil 35c'de okyanusal bölgeler için çizilen ilişkilerde $\text{Log}M_0/M_S$ oranları dalma-batma kuşaklarına oranla daha küçük olmasına rağmen gerilme azalımı değerleri daha büyüktür. Doğrultu-atımlı fayların daha fazla olduğu 25. ve 17. bölgelerde en yüksek gerilme azalımı değerleri gözlenmiştir. Normal fayların çoğunlukta olduğu 19., 21. ve 27. bölgelerde ise düşük gerilme azalımları elde edilmiştir.

2.4.9. Global Gerilme Azalımı Dağılımı

Şekil 36'da, depremlerin odak mekanizmaları çözümlerini içeren katalogda yer alan yüzey dalgası magnitüdü 5.0'dan büyük 4075 adet sığ deprem için (57) bağıntısı kullanılarak elde edilen gerilme azalımı değerleri konturlanmıştır. Hesaplamalarda $3^\circ \times 3^\circ$ grid aralığı kullanılmış ve bulunan değerler gridlerin orta noktasına atfedilmiştir. Genellikle, yüksek gerilme azalımı değerleri levha içi, kıtasal ve okyanusal dönüşüm faylara bağlı olarak gelişen doğrultu-atımlı faylar üzerinde, yaşları yüksek ve dalma hızları düşük olan dalma-batma kuşaklarında gözlenmiştir. Dalma-batma kuşaklarında hesaplanan konturların büyük bir kısmı 33 *bar*'dan daha küçük ve bazı bölgelerde daha büyük değerler gözlenmiştir. Yaşları 80 Myıl'dan daha büyük olan Tonga, Kermadec, Java, Sumatra, Mariana, Izu Bonin, Japon hendeklerinde ve dalma hızları 3 cm/yıldan daha küçük olan Caribbean ve New Hebrides hendekleri üzerinde 41 *bar*'a kadar ve bazı kısımlarında daha büyük gerilme azalımı değerleri elde edilmiştir. Bu bölgelerdeki yüksek değerler yaşlı ve yavaş dalan dalma-batma kuşaklarındaki heterojen asperiteler ile açıklanabilir. Asperitelerin heterojen olduğu kuşaklarda karmaşık kırılmalar nedeniyle,

momentler düşük ve gerilme azalmaları yüksek olacaktır. Yaşları daha genç ve dalma hızları yüksek olan Aluetian, Alaska, ve Peru-Şili hendekleri üzerinde gözlenen konturların büyük bir kısmı genellikle 17 *bar*'dan daha küçüktür. Değerlerin yaşlı ve yavaş hareket eden kuşaklara oranla küçük olması, basit kırılmalar ve büyük fay alanlarına bağlı olan moment değerlerinin yüksek olmasına bağlıdır. Şekil 18'de depremlerin moment büyüklüklerine göre çizilen episantr dağılımı haritasında momentleri 1.0×10^{27} dyn.cm'den daha büyük olan depremlerin büyük bir kısmı bu kuşaklar üzerinde olduğu gözlenmektedir. Himalaya çarpışma kuşağındaki ters faylanmalara bağlı olan depremlerin momentlerinin büyük olması gerilme azalımının düşük olmasına neden olmuştur. En yüksek görünür gerilme değerleri okyanusal bölgelerdeki doğrultu-atımlı faylar üzerinde hesaplanmasında rağmen, en yüksek gerilme azalımı konturlarının kıtasal doğrultu-atımlı faylar üzerinde yoğunlaşmaktadır. Gerilme azalımı (57) bağıntısından M_S ve $\text{Log}M_0$ değerlerine bağımlı olarak hesaplanmaktadır. Okyanusal litosferin kıtasal litosfere oranla daha fazla dispersif olmasından dolayı (Prozorov ve Hudson, 1974), okyanusal bölgelerde oluşan depremlerin yüzey dalgaları bastırılmaktadır. Bu yüzden, okyanusal doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan gerilme azalımı konturları genellikle kıtasal doğrultu-atımlı faylara oranla küçüktür. Yinede, güney-batı Hindistan ve güney-doğu Hindistan sırtı, orta Hindistan sırtı, Reykjanes sırtı ve Orta Atlantik sırtı üzerinde 41 *bar*'dan daha büyük kontur değerleri hesaplanmıştır. Yüksek gerilme azalımını gösteren konturlar Himalaya çarpışma kuşağına bağlı olarak gelişen Çin-Tibet bölgesindeki büyük ölçekli doğrultu-atımlı Altyn Tagh, Konsu, Kun Lun, Kang Ting, Pakistan civarında Chaman fayı, Hindu Kush bölgesinde Herat fayı (Lay ve Wallace, 1995), Zagros çarpışma kuşağına bağlı olarak gelişen faylarda elde edilmiştir. Ayrıca, iki levhanın birbirine göre göreceli hareket ettiği geçiş sınırlarında yer alan San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları üzerinde de yüksek gerilme azalımı konturları gözlenmiştir. Kıtasal dönüşüm fayların yer aldığı bu bölgelerde insanlar yoğun olarak yaşadığından, yüksek gerilme azalımı değerleri sismik risk açısından çok önemlidir. Çünkü yüksek gerilme azalımına sahip olan karmaşık depremlerde yüksek frekanslarda daha büyük enerji boşalımı gözlenmektedir.



Şekil 36. (57) denklemini kullanarak hesaplanan global gerilme azalım dağılımı.

2.4.10. Değişik Fay Türleri için $\text{Log}E_S\text{-}M_S$ ve $\text{Log}M_0\text{-}M_S$ İlişkileri

Genellikle doğrultu-atımlı faylar için daha yüksek enerji ve ters faylar için ise daha yüksek moment değerleri elde edilmiştir. Ayrıca, yaşlı dalma-batma kuşaklarında gözlenen depremlerin momentlerinin genç kuşaklara oranla daha küçük olduğu gözlenmiştir. Enerji, bir bölgede bir depremin vereceği zarar ile ilişkili olan sismik potansiyeli ve moment ise, sonuçtaki yerdeğiştirmeyi gösterecektir. Bu yüzden, enerji ve momenti doğrudan sismogramlar üzerinden elde etmek daha doğru analizlerin yapılmasına neden olacaktır. Bölüm 2.3' de tüm depremler için geliştirilen ampirik ilişkiler, depremler için farklı enerji ve moment özellikler gösteren bölgesel veya tektonik değişimleri ortecektir. Bu etkiyi ortadan kaldırmak, sismogramlar kullanılarak hesaplanan gerçek enerji ve moment değerlerine yakın ampirik değerler elde edebilmek için, bu bölümde fay türlerini dikkate alarak yeni ilişkiler geliştirilecektir.

(29) bağıntısı ile hesaplanan $\text{Log}E_S\text{-}M_S$ ilişkisi faylanma mekanizmalarından bağımsız olduğundan dolayı, tüm depremler için sadece magnitüde bağımlı olacaktır. Fay türleri göz önünde bulundurulduğunda bu ilişki depremlerin enerjilerini tam yansıtmayacaktır.

Şekil 37a'da dağılımları verilen 122 adet normal fay için,

$$\text{Log } E_S(\text{erg})=1.33 M_S+12.55 \quad (75)$$

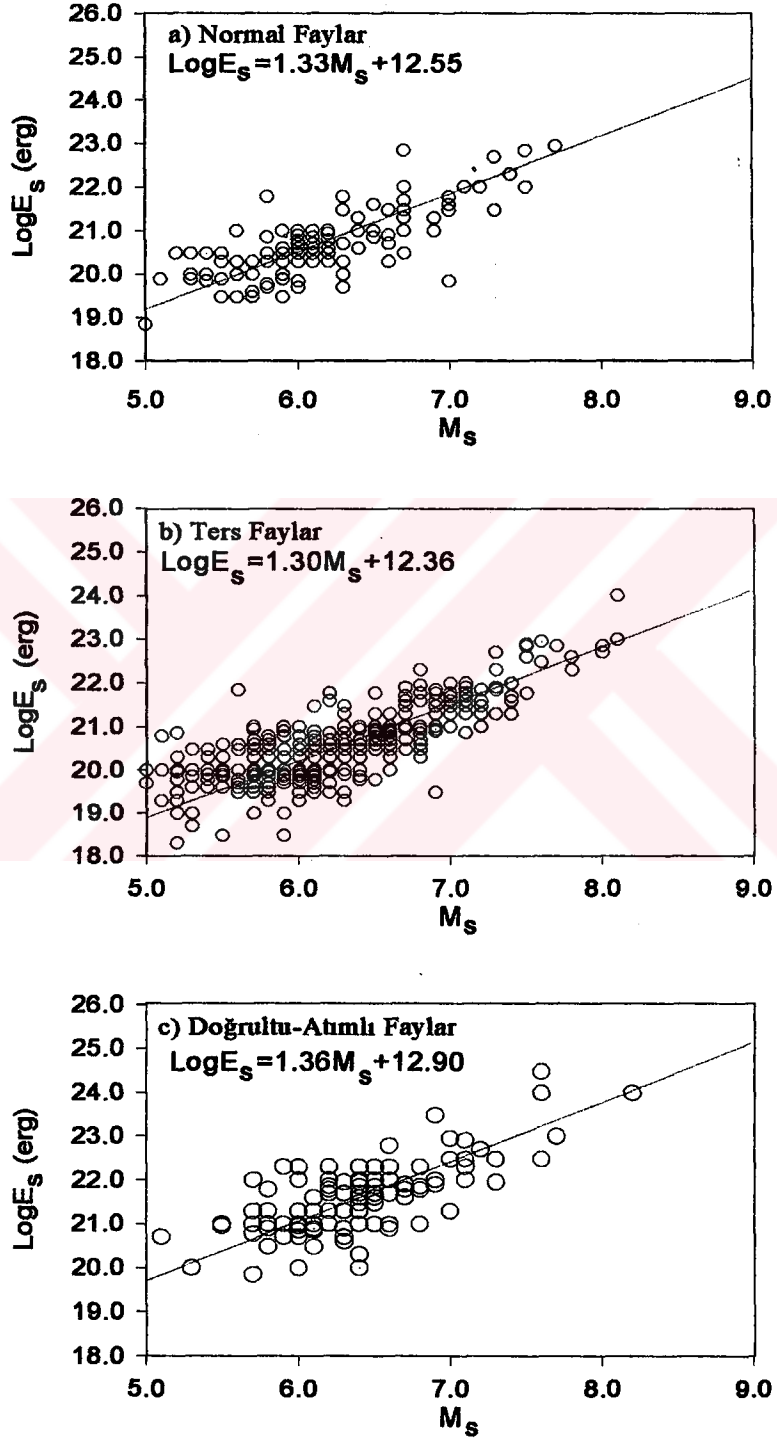
Şekil 37b'de verilen 435 adet ters fay için,

$$\text{Log } E_S(\text{erg})=1.30 M_S+12.36 \quad (76)$$

Şekil 37c'de gösterilen 118 adet doğrultu-atımlı fay için,

$$\text{Log } E_S(\text{erg})=1.36 M_S+12.90 \quad (77)$$

doğrusal ilişkileri hesaplanmıştır.



Şekil 37. Değişik faylanma mekanizmaları için $\text{Log}E_s$ - M_s ilişkileri

Bu bağıntılar, doğrultu-atımlı bir fay için hesaplanacak enerji değerinin diğer fay türlerine oranla daha büyük olacağını göstermektedir. Örneğin; magnitüdü 7.5 olan doğrultu-atımlı bir fay için 1.26×10^{23} erg, aynı magnitüdü bir ters fay için 1.29×10^{22} erg ve normal bir fay için 3.35×10^{22} erg olacaktır.

Benzer şekilde, farklı faylanma türleri için değişik moment değerleri gözlenmesine rağmen, global depremler için geliştirilen (41) $\text{Log}M_0-M_S$ bağıntısı eşit magnitüdü tüm depremler için aynı sonucu verecektir. Bu yüzden, fay türlerine bağlı olan $\text{Log}M_0-M_S$ bağıntıları daha duyarlı sonuç verecektir.

Şekil 38a'da dağılımları verilen 809 adet normal fay için,

$$\text{Log}M_0(\text{dyn.cm})=1.19 M_S+18.10 \quad (78)$$

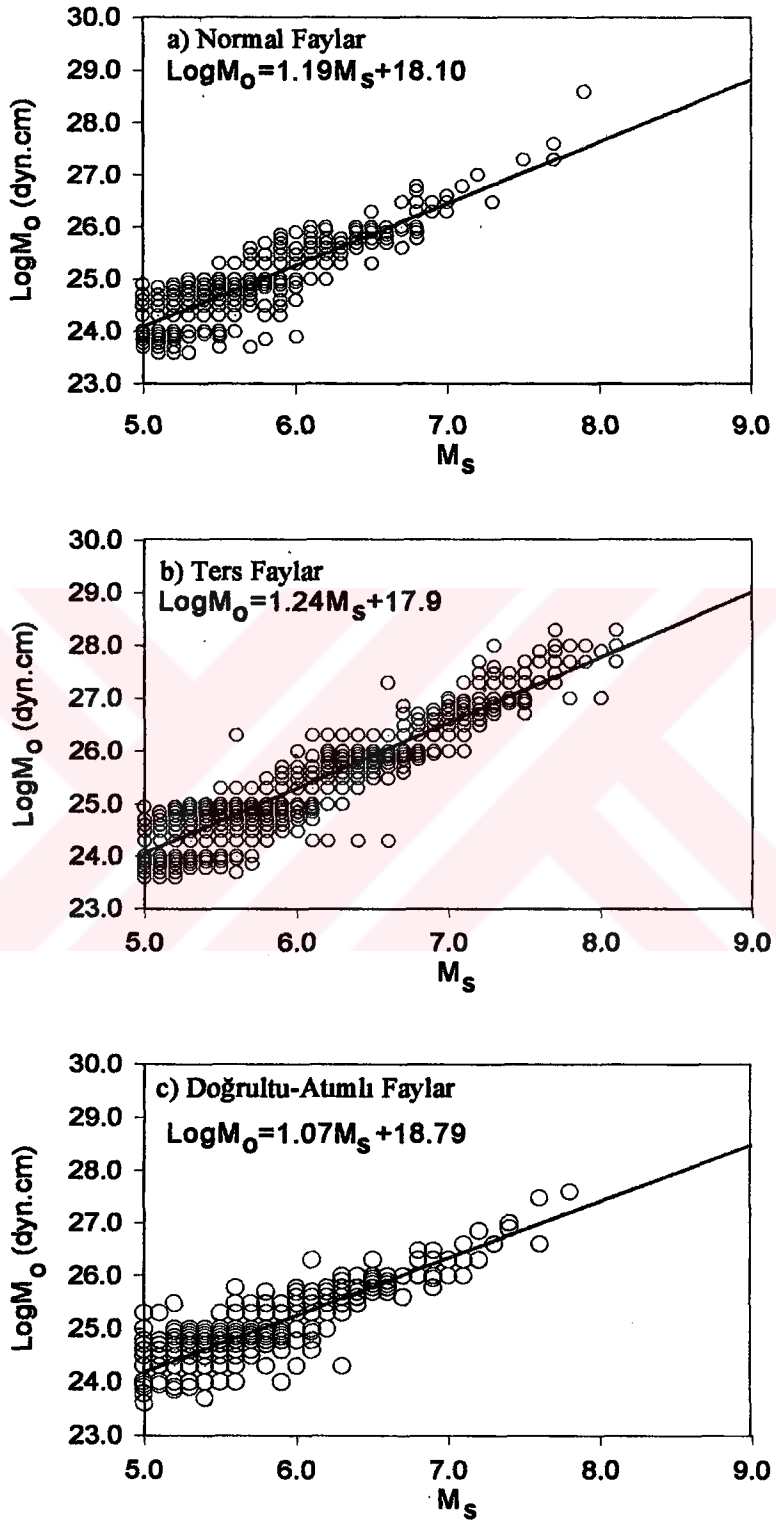
Şekil 38b'de verilen 2599 adet ters fay için,

$$\text{Log} M_0(\text{dyn.cm})=1.24 M_S+17.90 \quad (79)$$

ve Şekil 38c'de verilen 667 adet doğrultu-atımlı fay için,

$$\text{Log} M_0(\text{dyn.cm})=1.07 M_S+18.79 \quad (80)$$

bağıntıları elde edilmiştir. Bu ifadelerden aynı magnitüdü bir deprem için en büyük moment değeri ters faylarda ve en küçük moment değeri ise, doğrultu-atımlı faylarda hesaplanacağı görülmektedir. Örneğin; 7.5 magnitüdü ters faylanma mekanizması gösteren bir deprem için 1.6×10^{27} dyn.cm., aynı magnitüde sahip bir normal fay için 1.1×10^{27} dyn.cm ve doğrultu-atımlı bir deprem için 6.5×10^{26} dyn.cm moment değeri hesaplanacaktır.



Şekil 38. Değişik faylanma mekanizmaları için $\text{Log}M_0$ - M_s ilişkileri

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada levha tektoniği haritası ve USGS-NEIC tarafından hazırlanan CD'de yer alan depremlerin episantr haritası dikkate alınarak, dünya farklı 28 bölgeye ayrılmak suretiyle global depremlerin analizi yapılmıştır. Her bir bölge için değişik magnitüd türleri ve magnitüd-şiddet arasında geliştirilen bağıntılar kullanılarak, M_S magnitüdü için homojen bir katalog oluşturulmuştur. Bu katalogun 1900-1992 yılları arasında $M_S \geq 5.0$ için tamam olduğu gözlenmiştir. Global depremler için hazırlanan episantr haritaları levha tektoniği tezlerini desteklemekte ve hazırlanan levha tektoniği haritaları ile iyi bir uyum sağlamaktadır. Depremlerin büyük bir kısmı levha sınırlarında meydana gelmesine rağmen, levha sınırlarından daha uzaklarda levha içi depremler oluşabilmektedir. Depremlerin % 92'si dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm faylar üzerinde (1., 2., 9., 10., 11., 12., 13., 14., 15., 16., 18., 22. ve 23. bölgeler) geriye kalan % 8 ise okyanusal bölgelerde ve sismik etkinliği düşük bölgelerde meydana gelmiştir. Toplam sismik etkinliğin %80'i pasifik levhasının hareketlerine bağlı olarak oluşmuştur. Ayrıca, 28 farklı bölge için gözlenen etkinliğin yaklaşık % 12'si 23. bölgede gözlenmiştir. 1960'dan önce rapor edilen depremlerin büyük bir kısmının derinlik bilgisi mevcut değildir ve verilen derinliklerin büyük bir kısmı şüphelidir. Bu yıllardan sonra, derinliği bilinen depremlerin sayısında doğrusal bir artış gözlenmiştir. Magnitüdü 5.0'den büyük sığ depremlerin büyük bir kısmı (yaklaşık % 88) $5.0 \leq M_S \leq 6.5$ aralığında yer almaktadır. $M_S \geq 7.6$ olan depremler dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm faylar üzerinde gözlenmiştir. Okyanus ortası sırtlarda ve dönüşüm faylarda gözlenen depremlerin magnitüdüleri genellikle 7.5'dan küçüktür. Depremlerin derinlik analizini yapmak için tüm derinliklerde oluşan depremler, kaynak parametrelerinin değişimini incelemek için sadece sığ depremler göz önünde bulundurulmuştur. Global depremlerin % 75.25'i sığ, %18.38'i orta derin ve % 6.37'si derin odaklıdır. Sığ depremler tüm tektonik kuşaklar üzerinde gözlenmesine rağmen, orta derin ve derin depremler dalma-batma kuşaklarında oluşmaktadır. Yaşı büyük olan kuşaklarda 700 km civarında depremler oluşabilmesine rağmen, daha genç kuşaklarda oluşan depremlerin maksimum derinliği 300 km civarındadır. 18. bölgede yer alan Peru-Şili kuşağının yaşı genç olmasına rağmen 684 km derinliğine kadar

deprem rapor edilmiştir. Dalma-batma kuşaklarında en fazla deprem ilk 100 km derinliğinde meydana gelmekte ve 300-500 km civarında minimum etkinlik gözlenmektedir. 18. ve 22. bölgede 300-500 km civarında herhangi bir deprem meydana gelmemiştir.

Dalma-batma kuşaklarında ve depremselliği yüksek diğer bölgelerde 70 km derinliğine kadar olan depremler ve diğer bölgelerde 40 km derinliğine kadar meydana gelmiş olan sığ odaklı depremler göz önünde bulundurularak hesaplanan deprem sayısı-derinlik ilişkilerinde, dalma-batma kuşakları için sürekli grafikler, okyanus ortası sırtlarda ve diğer bölgelerde depremlerin büyük bir kısmının 0-5, 10-15 ve 30-35 km arasında olduğu gözlenmiştir. Derinliği bilinmeyen depremlerin 33 km derinliğine atfedilmesinden dolayı, tüm bölgelerde depremler 30-35 km aralığında yoğunlaşmaktadır. Derinliği bilinmeyen ve 33 km derinliğine atfedilen depremler dikkate alınmadığı zaman, okyanus ortası sırtlarda deprem derinliklerinin 10-15 km civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Bu bölgelerde oluşan depremlerin magnitüdüleri genellikle 7.5'dan daha küçüktür. Dalma-batma kuşakları ile ilişkili olan 1., 9., 10., 11., 12., 13., 14., 15., 16., 18., 22. ve 23. bölgelerde, derinlik-deprem sayısı grafiklerinde bir süreklilik söz konusudur ve çok büyük magnitüdü depremler bu kuşaklarda oluşmuştur.

Ayrıca bu çalışmada, farklı mekanizma gösteren depremlerin değişik kaynak parametreleri arasındaki ilişkileri irdelemek için depremlerin enerjilerini, momentlerini ve fay düzlemi çözümlerini içeren odak mekanizması çözümü kataloğu hazırlanmıştır. Bu katalog literatürde çözümleri yayınlanan depremlerden, Tokyo ve Havard Üniversiteleri tarafından çözümleri yapılan deprem kataloglarından ve BSSA dergisinde çözümleri yayınlanan depremlerden oluşturulmuştur.

Bir çok araştırmacı değişik bölgelerde ve değişik zaman aralıklarında oluşan depremler için m_b ve M_S magnitüdüleri arasında doğrusal bağıntılar geliştirmişlerdir. Odak mekanizması çözümlerini içeren katalogda yer alan 5517 deprem için $m_b=0.60M_S+2.23$ bağıntısı geliştirilmiştir. Bu ilişki, literatürde yayınlanan Richter (1958), Bune ve diğ. (1970), Geller ve Kanamori (1977), Båth (1973), Båth (1977), Abe ve Kanamori (1980) ilişkilerden daha küçük m_b - M_S değerleri ve Basham (1969), Gordon (1971), Jordan ve Hunter (1972) ve Nagamune (1972) ilişkilerinden daha büyük m_b - M_S değerleri

vermektedir. Bu bağıntıya en yakın değerler, Thomas ve diğ. (1978) tarafından geliştirilen bağıntıyla elde edilmiştir. Göz önünde bulundurulan 28 ayrı bölge için elde edilen m_b - M_S ilişkilerinden global depremler için geliştirilen ilişkiye en yakın ifadeler sismik etkinlikleri yüksek olan dalma-batma kuşaklarını içeren bölgelerde gözlenmiştir. Daha yaşlı dalma-batma kuşaklarını kapsayan bölgeler için geliştirilen bağıntılarda, aynı m_b magnitüdüleri için hesaplanacak ampirik M_S değerleri, daha genç kuşaklar için geliştirilen bağıntılarla elde edilecek M_S değerlerinden daha büyük olacaktır. Bu farklılık yaşlı kuşaklarda karmaşık kırılmaların genç kuşaklara oranla daha fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Okyanus ortası sırt ve yükselimleriyle ilişkili olan 4., 17., 19., 21., 25., 27., 28. ve doğu Afrika kıtasal açılımını içeren 20. bölge için hesaplanan ilişkilerin eğimleri, dalma-batma kuşaklarına ve tüm depremler için bulunan ifadeye oranla daha küçük ve sabit katsayıları daha büyüktür. Çok sayıda sovyet nükleer patlatmasını içeren 5. bölgede bulunan ifadenin eğimi diğer bölgelere oranla çok küçüktür.

Değişik faylanma mekanizmalarının m_b - M_S ilişkisi üzerine etkisini irdelemek için elde edilen bağıntılarda, normal fayların $m_b=0.69M_S+1.83$, ters fayların $m_b=0.57M_S+2.39$ ve doğrultu-atımlı fayların $m_b=0.60M_S+2.10$ bağıntıları ile temsil edildiği gözlenmiştir. Doğrultu atımlı ve ters faylar için ortalama $M_S > m_b$, normal faylar için ise ortalama $m_b > M_S$ dir. Ters fayların sayısının fazla olmasından dolayı, bu faylar için hesaplanan bağıntı tüm depremler için hesaplanan ilişkiye daha yakındır. Ortalama M_S ve m_b magnitüdüleri arasında karmaşık kırılmalarla ilgili olan yüksek farklar doğrultu-atımlı faylar için, düşük farklar ise normal faylar için elde edilmiştir.

Gupta ve Rastogi (1972), CGS (Canadian Geological Survey) tarafından kaydedilen 900 depremi inceleyerek basit ve karmaşık depremlerin farklı m_b - M_S bağıntılarıyla temsil edildiğini gözlemişlerdir. Bu ilişkiler dikkate alınarak, 28 bölgenin her biri için depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları istatistiksel olarak araştırılmıştır. Genç dalma-batma kuşaklarının hendek bölgelerinde bindirme fayları ile ilgili olan ve atım bileşeni içermeyen büyük ölçekli depremler basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilmekte ve daha yaşlı kuşaklarda karmaşık depremler meydana gelebilmektedir. Doğrultu-atım bileşeni içeren büyük ölçekli ters ve normal faylar karmaşık olmasına karşın, aynı şekilde oluşan küçük ölçekli ters ve normal faylanmalar basit kaynak-zaman fonksiyonuna sahiptir.

Doğrultu-atım bileşeni içermeyen normal ve ters faylanmalar sonucu meydana gelen depremlerin büyük bir kısmı basit P-dalgası şekillerine sahip sismik dalgalar oluşturmakta ve basit kırılma ile temsil edilebilmektedir. San Andreas, kuzey Anadolu, orta ve doğu Asya'da yer alan büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı faylarla ilişkili olan büyük depremler genellikle karmaşık bir kırılma göstermektedir. Okyanus ortası sıtlarda ve yükselimlerde oluşan depremlerin kaynak-zaman fonksiyonları kısa süreli olduğundan, buralarda oluşan depremler basit kırılmalarla oluşur. Kıtasal açılma sistemlerine bağlı olarak meydana gelen normal faylarla ilişkili olan depremler basit ve kaynak-zaman fonksiyonları çok kısadır. Cisim dalgası magnitudü yüksek ve yüzey dalgası magnitudü düşük olan nükleer patlatmalar depremlerden kolayca ayırt edilmiştir. Nükleer patlatmaların M_S magnitudlerinin m_b magnitudlerinden çok küçük olduğu (Liebermann ve diğ., 1966; Marshall ve diğ., 1966; Liebermann ve Pomeroy, 1867; Basham, 1969) dikkate alınarak, Sovyet nükleer patlatmaları (5. bölge), İngiliz nükleer patlatmaları (7. bölge) ve diğer bölgelerde (10., 11., 17. ve 24. bölgeler) yoğun olarak gözlenen nükleer patlatmalar depremlerden farklı dağılım göstermektedir. Bu olaylar genellikle, ters ve normal faylanma göstermekte ve basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilmektedir. Karmaşık olayların istatistiksel dağılımı için Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen ilişki küçük magnitudlü ($m_b < 5.5$) depremler için geçerli değildir. Dalma-batma kuşaklarında 35 km'den daha derinlerde oluşan depremlerin m_b - M_S dağılımlarında yaklaşık $M_S > 6.5$ civarında bir kopma gözlenmektedir. Bu olay, derin depremlerin yüzey dalgası genliklerinin sığ depremlere oranla daha küçük olması ile ilişkilidir.

İki veri grubu arasındaki doğrusal ilişkiyi ortaya koymak için yaygın olarak "En Küçük Kareler Yöntemi" kullanılmaktadır. Birbirine bağımlı olan iki veri grubu arasındaki ilişkiyi belirlemek için, hata içerme ihtimali olan her iki grubunun bağımlı alınmaması durumunda (bir veri grubunun hata içermediği ve diğer veri grubunun hata içerdiği varsayılarak) hesaplanacak doğrusal ilişkiler veriyi tam olarak yansıtmayacaktır. Bu çalışmada, dünyada oluşan 742 sığ deprem için M_S - E_S arasında yeni bir ilişki geliştirilmiştir. M_S bağımsız (hata içermeyen) E_S bağımlı (hata içeren) alınması durumunda $\text{Log}E_S = 1.13M_S + 13.76$, M_S bağımlı (hata içeren) E_S bağımsız (hata içermeyen) alınması durumunda $\text{Log}E_S = 2.12M_S + 7.11$, ve her iki değişkende bağımlı (her iki veri

grubuda hata içermekte) alınması durumunda $\text{Log}E_S=1.15M_S+11.32$ bağıntıları geliştirilmiştir. Bu ifadelerden her iki ekseninde bağımlı alınmaması durumunda geliştirilen ilişkilerin veriyi yansıtmadığı gözlenmiştir. İki ekseninde bağımlı alınması süretiyle hesaplanan ilişki Gutenberg (1956), Richter (1958), Båth (1966) ve Choy ve Boatwright (1995) ilişkilerine çok yakın enerji değerleri vermektedir. Daha fazla deprem verisi kullanılarak elde edilen yeni ilişkinin eğimi Gutenberg (1956), Richter (1958) ve Choy ve Boatwright (1995) ilişkilerinin eğimiyle aynı, fakat sabit katsayı azda olsa düşüktür.

Geliştirilen M_S-E_S bağıntısı kullanmak süretiyle deprem katalogunda yer alan sığ depremler için 93 yıllık zaman süresince dünyada 1.03×10^{26} erg toplam enerji boşalımı ve 1.1×10^{24} yıllık enerji boşalımı hesaplanmıştır. Göz önünde bulundurulan bölgeler için, en büyük enerji boşalımı (toplam enerjinin yaklaşık % 21.5'u) Japonya'nın da yer aldığı 13. bölgede gözlenmiştir. Toplam enerjinin yaklaşık % 94'ü dalma-batma kuşakları ve kıtasal dönüşüm fayları içeren 1., 2., 9., 10., 11., 12., 13., 14., 15., 16., 18., 22., ve 23. bölgelerde elde edilmiştir. Deprem sayısının azlığı ve magnitüdlerin genellikle 7.5'dan küçük olmasından dolayı, okyanus ortası sırtlarda daha düşük toplam enerjiler elde edilmiştir. Toplam enerjinin % 1.5'u okyanus ortası sırt ve yükselimleri içeren bölgelerde hesaplanmıştır. En düşük toplam enerji, Greenland'ı içine alan 6. bölgede gözlenmiştir.

Ruff ve Kanamori (1980), Ruff ve Kanamori (1983), Kanamori (1986) Pacheco ve Sykes (1992), Choy ve Boatwright (1995) ve Wagner (1996), momentleri büyük olan depremlerin dalma-batma kuşaklarında bindirmeler sonucu oluştuğunu ve genç kuşaklarda oluşan depremlerin yaşlı kuşaklara oranla daha büyük moment değerine sahip olduğunu belirlemişlerdir. Momentleri bilinen global depremler için hazırlanan episantr dağılımı haritasında bu çalışmalara uygun sonuçlar gözlenmiştir. Momenti 1.0×10^{27} dyn.cm'den daha büyük olan depremler genellikle dalma-batma kuşaklarında gözlenmiştir. Yaşlı kuşaklarda oluşan depremlerin fay alanları ve momentleri genç kuşaklarda oluşan depremlere oranla daha küçüktür. Okyanusal bölgelerde oluşan depremleri momentleri dalma-batma kuşaklarına oranla çok küçüktür.

Pratikte, momenti ampirik olarak hesaplamak için yaygın olarak, Ekström ve Dziewonski (1988) tarafından 1970-1987 yılları arasında dünyada meydana gelen 2341 deprem verisi için geliştirilen M_0-M_S ilişkisi kullanılmaktadır. Bu çalışmada, odak meka-

nizması çözümlerini içeren katalogda yer alan ve momentleri bilinen 4075 sığ deprem için, $\text{Log}M_0(\text{dyncm})=1.23M_S+17.94$ bağıntısı elde edilmiştir. Ekström ve Dziewonski (1988), değişik magnitüd aralıkları için farklı ilişkiler hesapladıklarından dolayı, 6.8'den büyük magnitüdlere için geliştirilen bağıntı ile hesaplanacak momentler daha küçük olacaktır. Elde edilen ilişki ve Udias (1971) tarafından geliştirilen ilişkiyle hemen hemen aynı moment değerleri hesaplanacaktır. Ayrıca, bu ifade literatürde yayınlanan Enescu (1977), Hanks ve Kanamori (1979), Main ve Burton (1990) ve Dodge ve diğ. (1995) ilişkilerine yakın sonuçlar vermektedir.

Dalma-batma kuşaklarını içeren bölgeler için geliştirilen $\text{Log}M_0-M_S$ arasındaki bağıntılardan, en yüksek moment değerleri Peru-Şili kuşaklarını içeren 18. bölge için ve en düşük moment değerleri Tonga, Kermadec ve Yeni Zelanda kuşaklarını içeren 16. bölge için hesaplanacaktır. Bu sonuçlar yaşlı kuşaklarda düşük ve daha genç kuşaklarda yüksek momentlerin gözlenmesi fikrine (Ruff ve Kanamori, 1980; Ruff ve Kanamori, 1983; Kanamori, 1986) uygundur. Büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgeler için en yüksek momentler 9. bölgede ve en düşük momentler 11. bölgede elde edilmiştir. Okyanusal bölgelerde oluşan depremler için geliştirilen bağıntılarda, momentlerin dalma-batma kuşaklarına ve kıtasal dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremlere oranla daha düşük olduğu gözlenmiştir. Bu bölgelerde oluşan normal faylanma mekanizması gösteren depremlerin momenti, dönüşüm faylar üzerinde oluşan depremlerinkine oranla daha yüksektir. Okyanusal bölgelerde en yüksek moment değerleri normal fayların çoğunlukta olduğu 27. bölge için ve en düşük moment değerleri doğrultu-atımlı fayların çoğunlukta olduğu 17. ve 25. bölgeler için gözlenmiştir.

Global depremler için geliştirilen $\text{Log}M_0-M_S$ bağıntısı kullanılarak deprem katalogunda yer alan depremlerin momentleri ampirik olarak hesaplanmak suretiyle, 93 yıllık zaman süresince dünyada toplam 5.55×10^{30} dyn.cm ve yıllık 5.97×10^{28} dyn.cm moment boşalımı elde edilmiştir. Pacheco ve Sykes (1992), 1900-1989 yılları arasında oluşan yüzey dalgası magnitüdlere 7.0'den büyük olan sığ depremleri kullanarak global 4.0×10^{30} dyn.cm bir toplam moment elde etmişlerdir. İki değer arasındaki 1.5×10^{30} dyn.cm moment farkı, bu çalışmada 5.0-7.0 magnitüdlere arasındaki depremlerin kullanılması ve 1989-1992 arasındaki depremlerinde hesaplara katılmasından kaynaklanmaktadır.

Hesaplanan toplam momentin yaklaşık % 91.7'si sismik etkinlikleri yüksek dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm fayları ile ilişkili olan bölgelerde hesaplanmıştır. Global momentin % 19.75'i 13. bölgede oluşan depremlere bağlıdır. Dalma-batma kuşaklarına oranla daha düşük bir etkinliğe sahip olan okyanus ortası sırt ve yükselimlerde toplam momentin yaklaşık % 2.0'si elde edilmiştir. En düşük moment değerleri Greenland, Avustralya ve Rusya'nın kuzeyini içeren bölgeler için hesaplanmıştır. Göz önünde bulundurulan zaman periyodunda dünyada maksimum momentin 1950-1970 yılları arasında gözlenmiştir. Ayrıca bu yüzyılın başlarında da yüksek moment değerleri elde edilmiştir. Zamana bağlı olarak ortalama 2.82×10^{29} dyn.cm moment hesaplanmıştır.

M_S ve m_b magnitüdlerinin duyarlılığı çok büyük depremler için bozulduğundan (Geller, 1976), depremi sadece tek bir parametre ile tanımlamak oldukça zordur. Son yıllarda enerji ve moment üzerinden doğrudan belirlenen M_E ve M_W magnitüdüleri kullanılmaya başlanmıştır (Kanamori, 1977; Choy ve Boatwright, 1995). Bu çalışmada 395 tane global sığ deprem için $M_W = 0.99 M_S + 0.17$ doğrusal ilişkisi hesaplanmıştır. Bu ilişki, Kanamori (1977) ve Singh ve Haskov (1980) tarafından geliştirilen ilişkilere oranla azda olsa büyük M_W değerleri vermektedir. Bazı büyük depremler için M_E ve M_W magnitüdüleri hesaplanarak, genellikle doğrultu-atımlı faylarda M_E magnitüdünün, ters faylarda ise M_W magnitüdünün daha büyük olduğu sonucuna varılmıştır. Büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı fayların bulunduğu diğer bölgelerde insanlar yoğun olarak yaşadığından, M_E magnitüdü sismik risk çalışmaları için önemli bir parametre olduğu göz önünde bulundurulması gereği vurgulanmıştır.

Teorik kaynak-zaman fonksiyonları için yapılan analizde, aynı fay alanına sahip olan basit depremlerin momentinin karmaşık depremlerin momentlerinden daha büyük olduğu gözlenmiştir. İki basit olaydan faylanma alanı daha büyük olan veya kaynak-zaman fonksiyonu daha uzun olan depremin momentinin daha büyük olduğu ve fay alanları aynı olan iki olaydan basit olanın enerjisi karmaşık olanın enerjisine oranla daha küçük olduğu görülmüştür.

Kikuchi ve Fukao (1988), 35 adet büyük deprem için $E_S/M_0 = 5.0 \times 10^{-6}$ ve Choy ve Boatwright (1995), 397 tane sığ deprem için $E_S/M_0 = 1.6 \times 10^{-5}$ oranlarını elde etmişlerdir.

Bu çalışmada Choy ve Boatwright (1995)'in kullanmış oldukları veriyi de kapsayan 742 deprem için $E_S/M_0=3.53 \times 10^{-5}$ oranı hesaplanmıştır. Bu oran, Kikuchi ve Fukao (1998) ve Choy ve Boatwright (1995)'in bulmuş oldukları orandan daha büyüktür. Faylanma türlerinin enerji ve momentin üzerine etkisini irdelemek için, 118 tane doğrultu-atımlı fay için $E_S/M_0=1.4 \times 10^{-4}$, 435 tane ters fay için $E_S/M_0=1.3 \times 10^{-5}$ ve 122 normal fay için $E_S/M_0=2.237 \times 10^{-5}$ oranları hesaplanmıştır. Bu değerlerden enerjinin doğrultu-atımlı faylarda, momentin ise ters faylarda diğer fay türlerine oranla daha fazla olduğu anlaşılmaktadır. Doğrultu-atımlı faylar için hesaplanan oranın Kikuchi ve Fukao (1988) tarafından 5 tane kıtasal doğrultu-atımlı fay için hesaplanan $E_S/M_0=1.0 \times 10^{-5}$ oranından daha büyük olması, daha yüksek enerji ve daha düşük moment değerleri veren okyanusal dönüşüm fayların hesaplamalara dahil edilmesine bağlıdır. Hesaplanan E_S/M_0 oranları kullanılarak, tüm depremler için 10.59 *bar*, doğrultu-atımlı faylar için 34.2 *bar*, ters faylar için 3.9 *bar* ve normal faylar için 6.7 *bar* ortalama görünür gerilme değerleri elde edilmiştir. Choy ve Boatwright (1995), 55 doğrultu-atımlı fay için 35.5 *bar*, 270 ters fay için 3.1 *bar* ve 69 normal fay için 4.8 *bar* görünür gerilme değerlerini elde etmişlerdir. Bu çalışmada daha fazla veri kullanılarak normal ve ters faylar için biraz daha büyük ve doğrultu-atımlı faylar için daha küçük görünür gerilme değerleri elde edilmiştir. Değişik tektonik birimler için hesaplamalarda okyanusal-dönüşüm faylar için 48.28 *bar*, kıtasal dönüşüm faylar için 32.40 *bar*, okyanus-kıta dalma batma kuşaklarında oluşan ters faylar için 3.70 *bar*, kıtasal çarpışma kuşaklarında oluşan ters faylar için 3.69 *bar*, okyanus-kıta dalma batma kuşaklarında oluşan normal faylar için 7.60 *bar*, kıtasal çarpışma kuşaklarında gözlenen normal faylar için 10.19 *bar*, okyanus ortası sırt ve yükselimlerle ilişkili normal faylar için 7.02 *bar* ve kıtasal yükselimler de meydana gelen normal faylar için 4.08 *bar* görünür gerilme değerleri hesaplanmıştır.

Literatürde odak mekanizması çözümü yapılan ve kaynak-zaman fonksiyonları yayınlanan depremlerden, karmaşık depremlerin genellikle $M_E > M_w$, $M_S > m_b$ ve basit depremler için $M_E < M_w$, $M_S < m_b$ olduğu gözlenmiştir. $M_E > M_w$ ve $M_S > m_b$ olan depremler genellikle büyük ölçekli doğrultu-atımlı, atım bileşeni içeren ters ve normal faylar ve heterojen asperitelerin fazla olduğu yaşlı ve yavaş hareket eden dalma-batma kuşakları

ile ilişkilidir. $M_S > m_b$ olan depremler için ortalama 13.5 *bar* görünür gerilme hesaplanmıştır. Bu depremlerin % 52'si ters, % 11'i normal ve %37'si doğrultu-atımlı faylanma mekanizması göstermiştir. $M_S < m_b$ olan %64'ü ters, %27'si normal ve %9'u doğrultu-atımlı faylanma gösteren depremler için ortalama 7.3 *bar* görünür gerilme elde edilmiştir. Genellikle karmaşık kırılmalarından dolayı $M_S > m_b$ magnitüdü depremlerde doğrultu-atımlı fayların sayısı $M_S < m_b$ olan depremlere oranla 4 kat daha fazla olmasına rağmen, hesaplanan görünür gerilmenin alt ve üst sınırlarında saçılma gözlenmiştir. Deprem kaydının tümü kullanılarak belirlenebilen ve M_S ve m_b magnitüdüne oranla duyarlılıkları yüksek olan M_E ve M_W magnitüdüleri göz önünde bulundurularak, $M_E < M_W$ olan depremler için 2.7 *bar* ve $M_E > M_W$ olan depremler için ise 30.7 *bar* görünür gerilme değerleri hesaplanmıştır. $M_S > m_b$ olan depremler için hesaplanan görünür gerilme değerlerinde saçılmalar gözlenmesine rağmen, $M_E > M_W$ olan depremlerin görünür gerilme sınırlarında bir saçılma gözlenmemiştir. Ayrıca, $M_E > M_W$ olan depremlerin %61'i doğrultu-atımlı, %22'si ters ve %17'si ters faylanma ve $M_E < M_W$ magnitüd değerlerine sahip depremlerin %70'i ters, %15'i normal ve %15'i doğrultu-atımlı faylarla ilişkilidir. Bu yüzden, istatistiksel olarak basit ve karmaşık olayların istatistiksel ayırımı için M_E ve M_W magnitüdülerinin kullanılması daha sağlıklı sonuçlar verecektir.

Purcaru ve Berkhemer (1978) ve Singh ve Havskov (1980) tarafından $\Delta\sigma$ -Log M_0 - M_W arasında geliştirilen ilişki, M_W magnitüdülerinin yerine M_S magnitüdülerini kullanabilmek için, bu çalışmada global depremler için elde edilen M_S - M_W ilişkisi dikkate alınarak $\Delta\sigma$ -Log M_0 - M_S şekline çevrilmiştir. Basit ve karmaşık olayların istatistiksel ayırımı için Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen ilişkiler dikkate alınarak, basit depremler için 13.5 *bar* ve karmaşık depremler için 58 *bar* gerilme azalımı değerleri elde edilmiştir. Değişik tektonik birimler için hesaplanan $\Delta\sigma$ -Log M_0 / M_S ilişkisinde, karmaşık depremler için moment/magnitüd oranının basit depremlerin moment/magnitüd oranından daha küçük olduğu gözlenmiştir. Buna bağlı olarak karmaşık depremlerin gerilme azalımı, basit depremlerin gerilme azalımından daha büyüktür. Farklı fay türleri için hesaplanan ilişkilerde,

doğrultu-atımlı fayların, $\Delta\sigma = \exp(-2.19(\text{Log}M_o / M_s) + 12.77)$

normal fayların, $\Delta\sigma = \exp(-1.59(\text{Log}M_o / M_s) + 10.18)$

ve ters fayların $\Delta\sigma = \exp(-1.47(\text{Log}M_o / M_s) + 9.62)$

bağıntıları ile temsil edildiği gözlenmiştir. Enerji ve moment bilgisi kullanılarak elde edilen görünür gerilme değerlerinde olduğu gibi, en yüksek gerilme azalımı doğrultu-atımlı faylarda ve en düşük gerilme azalımı ise ters faylarda bulunmuştur. Ayrıca, gerilme azalımının bölgesel değişimini incelemek için değişik bölgelerde $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_o/M_s$ ilişkileri hesaplanmıştır. Dalma-batma kuşakları için, en yüksek gerilme azalımı düşük moment ve yüksek M_s - m_b değerleri hesaplanan 16. bölgede ve en yüksek gerilme azalımı yüksek momentli depremlerin ve düşük M_s - m_b farklarının gözlendiği 18. bölgede elde edilmiştir. Yaşlı kuşaklarda elde edilen gerilme azalımının genç kuşaklara oranla daha fazla olduğu sonucuna varılmıştır. Kıtasal doğrultu-atımlı faylarla ilişkili olan bölgelerde en yüksek gerilme azalımı 11. bölgede ve en düşük gerilme azalımı 9. bölgede bulunmuştur. Okyanusal bölgelerle ilişkili olan dönüşüm faylarda gözlenen gerilme azalımı değerleri dalma-batma kuşaklarına ve kıtasal doğrultu-atımlı faylara oranla daha büyüktür. Doğrultu atımlı-fayların çoğunlukta olduğu bu bölgelerde hesaplanan gerilme azalımı, normal fayların çoğunlukla olduğu bölgelerden daha büyüktür.

Bu çalışmada hazırlanan global gerilme azalımı konturlarının en yüksek değerleri okyanusal bölgelerde ve büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı faylar üzerinde gözlenmiştir. En düşük konturlar ise, dalma-batma kuşaklarında elde edilmiştir. Değişik dalma-batma kuşaklarındaki bindirmelere bağlı olarak meydana gelen ters faylar göz önünde bulundurularak, yavaş hareket eden yaşlı kuşaklarda hesaplanan gerilme azalımı değerleri daha hızlı hareket eden genç kuşaklara oranla daha büyüktür.

Değişik fay türleri için hesaplanan enerji ve moment değerleri farklı olmasına rağmen, deprem türüne bakılmaksızın global depremlerin tümü için hesaplanan enerji-magnitüd ve moment-magnitüd ilişkileri, magnitüdü aynı fakat farklı mekanizma gösteren depremler için aynı sonuçları verecektir. Bu yüzden, enerji ve momenti doğrudan sismogramlar üzerinden elde etmek daha doğru analizlerin yapılmasına neden olacaktır. Global depremlerin tümü için geliştirilen ilişkiler bölgesel veya tektonik değişimleri

yansıtmayacaktır. Bunun yerine fay türlerine bağlı olarak geliştirilen ilişkiler daha sağlıklı sonuçlar verecektir. Bu etki göz önünde bulundurularak,

doğrultu-atımlı faylar için, $\text{Log}E_S = 1.36 M_S + 12.90$

$$\text{Log}M_0 = 1.07 M_S + 18.79$$

normal faylar için, $\text{Log}E_S = 1.33 M_S + 12.55$

$$\text{Log}M_0 = 1.19 M_S + 18.10$$

ters faylar için, $\text{Log}E_S = 1.30 M_S + 12.36$

$$\text{Log}M_0 = 1.24 M_S + 17.90$$

bağıntıları hesaplanmıştır. Bu ilişkiler kullanılarak, aynı magnitüdü bir doğrultu-atımlı fay için hesaplanacak enerji ile ters bir fay için hesaplanacak moment, diğer fay türlerine oranla göre daha yüksek olacaktır.



4. SONUÇLAR

1900-1992 yılları arasında oluşan depremlerin yaklaşık %92'si dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm faylarında, geriye kalan depremler ise okyanusal sırt ve yükselimlerde, kıtasal açılımlarda ve sismik etkinliği düşük bölgelerde meydana gelmiştir. Bu zaman süresince, dünyada farklı 28 bölge için yapılan analizde 13. bölgenin en aktif bölge olduğu gözlenmiştir. Depremlerin büyük bir kısmı için magnitudün 6.5'dan küçük olduğu, okyanusal bölgelerde 7.5'dan büyük depremlerin nadiren olduğu ve çok büyük depremlerin dalma-batma kuşaklarında ve kıtasal dönüşüm fayların üzerinde meydana geldiği görülmüştür. WWSSN sismik ağının kurulmasından önce rapor edilen depremlerin derinliklerinin doğruluğu şüpheli olmakla birlikte, büyük bir kısmının derinliği bilinmemektedir. Depremlerin yaklaşık 3/4'ü sığ odaklı olup, derinlere gidildikçe deprem sayısı hızla azalmaktadır. Yaşlı yitim kuşaklarında 700 km derinliğine kadar depremler oluşurken, 18. bölgenin dışında kalan yaşları daha genç kuşaklarda oluşan depremlerin maksimum derinlikleri 300 km civarındadır. 18. ve 22. bölgede 300-500 km arasında bir kopmanın olduğu söylenebilir. Sığ depremler için yapılan analizde, okyanusal bölgelerde depremlerin 10-15 km arasında, kıtasal dönüşüm faylar ve yükselimlerde üst kabukta ve dalma batma kuşaklarında ise, 70 km'ye kadar her seviyede depremler yoğun olarak oluşmaktadır.

Global depremler için $m_b=0.60M_S+2.23$, normal faylar için $m_b=0.69M_S+1.83$, ters faylar için $m_b=0.57M_S+2.39$ ve doğrultu-atımlı faylar için $m_b=0.60M_S+2.10$ bağıntıları elde edilmiştir. Bu ifadelere bağlı olarak, aynı m_b değerleri için doğrultu-atımlı faylarda hesaplanacak M_S değerleri ters ve normal faylar için hesaplanacak M_S değerlerinden daha büyük olacaktır. Dalma-batma kuşakları için geliştirilen ilişkilerle hesaplanacak M_S-m_b farkının genç kuşaklara oranla, yaşlı kuşaklarda daha büyük olduğu tesbit edilmiştir. M_S-m_b farkının yüksek olduğu bölgelerde karmaşık kırılmaların daha fazla olduğu sonucuna varılmıştır. Nükleer patlatmaları içeren bölgeler için geliştirilen ilişkilerin eğimi diğer bölgelere göre çok küçüktür.

Basit ve karmaşık depremler için geliştirilen m_b - M_S ilişkileri dikkate alınarak yapılan istatistiksel çalışmada, büyük ölçekli doğrultu-atımlı, atım bileşeni içeren ters ve normal fayların karmaşık kaynak-zaman fonksiyonuna sahip oldukları gözlenmiştir. Doğrultu-atım bileşeni içermeyen ters ve normal faylar, küçük ölçekli doğrultu-atımlı faylar basittir. Genç dalma-batma kuşaklarında oluşan büyük ölçekli ters faylar genellikle basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilirken, yaşları daha büyük olan kuşaklarda çok sayıda karmaşık olay meydana gelmiştir. Kıtasal dönüşüm faylarda oluşan büyük ölçekli depremler karmaşık kırılmalar gösterirken, okyanusal bölgelerde ve kıtasal açılımlarda oluşan depremler genelde basit kırılmalar şeklinde oluşmaktadır. Genellikle, normal ve ters faylanma şeklinde basit kaynak-zaman fonksiyonu ile temsil edilen nükleer patlamalar kolayca depremlerden ayırt edilmiş ve 5., 7., 10., 11., 17. ve 24. bölgelerde yoğun olarak meydana geldiği gözlenmiştir. Kaynak-zaman fonksiyonlarının istatistiksel dağılımı için Gupta ve Rastogi (1972) tarafından geliştirilen ilişkinin $m_b < 5.5$ olan depremler için geçerli olmadığı sonucuna varılmıştır.

Global depremler için $\text{Log}E_S = 1.15M_S + 11.32$, doğrultu-atımlı faylar için $\text{Log}E_S = 1.36M_S + 12.90$, normal faylar için $\text{Log}E_S = 1.33M_S + 12.55$ ve ters faylar için $\text{Log}E_S = 1.30M_S + 12.36$ doğrusal bağıntıları elde edilmiştir. Bu bağıntılarla, aynı M_S değerleri için en yüksek E_S değerleri büyük M_S - m_b farklarının gözlendiği doğrultu-atımlı faylarda, en düşük E_S değerleri ise ters faylarda hesaplanacaktır.

Yüksek moment değerine sahip depremler genellikle dalma-batma kuşaklarında meydana gelmektedir. Genç kuşaklarda oluşan depremlerin momentleri yaşlı kuşaklarda oluşan depremlere oranla daha büyüktür. Okyanusal bölgelerde oluşan depremlerin momentleri dalma-batma kuşaklarına oranla çok küçüktür. Bu bölgelerde oluşan normal fayların momentleri, dönüşüm faylarla ilişkili olan doğrultu-atımlı fayların momentinden daha büyüktür.

Fay türleri dikkate alınmadan tüm depremlerin $\text{Log}M_0 = 1.23M_S + 17.94$, doğrultu-atımlı fayların, $\text{Log}M_0 = 1.07M_S + 18.79$, normal fayların $\text{Log}M_0 = 1.19M_S + 18.10$ ve ters fayların $\text{Log}M_0 = 1.24M_S + 17.90$ bağıntılarıyla temsil edildiği gözlenmiştir. Bu bağıntılarda, en yüksek moment değerleri ters faylarda ve en düşük moment değerleri

doğrultu-atımlı faylarda elde edilecektir. Dalma-batma kuşaklarını içeren bölgeler için geliştirilen $\text{Log}M_0-M_S$ arasındaki ilişkilerden, en yüksek moment değerleri genç kuşaklarda (1. ve 18. bölgeler), en düşük moment değerleri ise, karmaşık kırılmaların daha fazla olduğu yaşlı kuşaklarda (16. bölge) bulunmuştur. Büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı fayları içeren bölgelerde hesaplanan moment değerleri en yüksek 9. bölgede ve en düşük 11. bölgededir.

Geliştirilen ampirik ilişkilerle dünyada toplam 1.03×10^{26} erg enerji, 5.55×10^{30} dyn.cm moment, yıllık 1.1×10^{24} erg enerji ve 5.97×10^{28} dyn.cm moment boşalımı elde hesaplanmıştır. Toplam enerji ve momentin büyük bir bölümü dalma-batma kuşakları ve kıtasal dönüşüm faylar üzerinde elde edilmiştir. En fazla enerji ve moment boşalımı Japonya'nın da yer aldığı 13. bölgede, en az enerji ve moment boşalımı ise Greenland'i içine alan 5. bölgede gözlenmiştir. Okyanus ortası sırt ve yükselimlerle ilişkili olan bölgelerde toplam enerjinin % 1.5'u ve toplam momentin % 2.015'i hesaplanmıştır. Dünyada 1950-1970 yılları arasında ve bu yüzyılın başlarında yüksek moment değerleri gözlenmiştir. Zamana bağlı olarak ortalama 2.82×10^{29} dyn.cm moment hesaplanmıştır.

Kaynak-zaman fonksiyonları dikkate alınarak, basit depremlerin momentinin fay alanı aynı olan karmaşık depremlerin momentlerinden daha büyük olduğu gözlenmiştir. Moment değerleri büyük olan basit olayların faylanma alanları daha büyük ve kaynak-zaman fonksiyonları uzundur. Aynı fay alanına sahip basit ve karmaşık depremler karşılaştırılmış ve karmaşık depremlerin enerjisinin daha büyük olduğu gözlenmiştir.

Deprem kataloğunda yer alan 395 tane global sığ deprem için $M_w = 0.99 M_S + 0.17$ doğrusal ilişkisi elde edilmiştir. Bazı büyük depremler için hesaplanan M_E ve M_w magnitüd değerlerinde, genellikle doğrultu-atımlı faylarda M_E magnitüdünün, ters faylarda ise M_w magnitüdünün daha büyük olduğu gözlenmiştir. $M_E > M_w$, $M_S > m_b$ olan depremler genellikle karmaşık kırılma, $M_E < M_w$ ve $M_S < m_b$ olan depremler basit kırılma göstermektedir. $M_E > M_w$ ve $M_S > m_b$ olan karmaşık depremler genellikle büyük ölçekli doğrultu-atımlı, doğrultu-atım bileşeni içeren ters ve normal faylar, heterojen asperitelerin olduğu yaşlı ve yavaş hareket eden dalma-batma kuşakları ile ilişkilidir.

Global depremler için 3.53×10^{-5} , doğrultu-atımlı faylar için 1.4×10^{-4} , ters faylar için 1.3×10^{-5} ve normal faylar için 2.237×10^{-5} E_S/M_0 oranları hesaplanmıştır. Bu oranlar kullanılarak, tüm depremler için 10.59 *bar*, doğrultu-atımlı faylar için 34.2 *bar*, ters faylar için 3.9 *bar* ve normal faylar için 6.7 *bar* ortalama görünür gerilme değerleri elde edilmiştir. Değişik tektonik birimler için hesaplamalarda; okyanusal dönüşüm faylar için 48.28 *bar*, kıtasal dönüşüm faylar için 32.40 *bar*, okyanus-kıta dalma batma kuşaklarında oluşan ters faylar için 3.70 *bar*, kıtasal çarpışma kuşaklarında oluşan ters faylar için 3.69 *bar*, okyanus-kıta dalma batma kuşaklarında oluşan normal faylar için 7.60 *bar*, kıtasal çarpışma kuşaklarında gözlenen normal faylar için 10.19 *bar*, okyanus ortası sırt ve yükselimlerle ilişkili normal faylar için 4.08 *bar* ve kıtasal yükselimlerde meydana gelen normal faylar için 10.19 *bar* görünür gerilme değerleri hesaplanmıştır.

Yaklaşık olarak yarısı ters, %37'si doğrultu-atımlı faylanma mekanizması gösteren ve genellikle karmaşık kırılmalarla ilgili olan $M_S > m_b$ magnitüd değerlerine sahip depremler için ortalama 13.5 *bar* ve büyük bir bölümü ters faylanma mekanizması gösteren $M_S < m_b$ magnitüdü depremler için 7.3 *bar* ortalama görünür gerilme hesaplanmıştır. Sismogramlar kullanılarak belirlenmelerinden dolayı duyarlılıkları daha fazla olan M_E ve M_W magnitüdüleri dikkate alındığında, $M_E < M_W$ olan depremler için ortalama 2.7 *bar* ve $M_E > M_W$ olan depremler için ise, ortalama 30.7 *bar* görünür gerilme değerleri elde edilmiştir. $M_S > m_b$ olan depremler için hesaplanan değerlerde saçılmalar gözlenmesine rağmen, $M_E > M_W$ olan depremlerin için elde edilen değerlerde bir saçılma gözlenmemiştir. Ayrıca, $M_E > M_W$ olan depremlerin %61'i doğrultu-atımlı ve $M_E < M_W$ magnitüd değerlerine sahip depremlerin %70'i ters faylanmalarla ilişkilidir. Basit ve karmaşık olayların istatistiksel ayırımı için M_E ve M_W magnitüdülerinin kullanılması daha doğru sonuçlar verecektir.

İstatistiksel olarak basit ve karmaşık olayların ayırımında kullanılan Gupta ve Rastogi (1972) ilişkileri dikkate alınarak, karmaşık depremler için hesaplanan ortalama 58 *bar* gerilme azalımı değeri, basit depremler için elde edilen değer yaklaşık dört katıdır.

Yüksek gerilme azalımı konturlarının büyük kısmı büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı faylar ve yer yer okyanusal dönüşüm faylar ve üzerinde gözlenmiştir. Dalma-batma

kuşaklarında elde edilen değerler daha küçüktür. Yavaş hareket eden yaşlı kuşaklarda hesaplanan gerilme azalımı konturları, daha hızlı hareket eden genç kuşaklara oranla daha büyüktür.

Karmaşık depremlerin moment/magnitüd oranları, basit depremlerin moment/magnitüd oranından daha küçüktür. $\text{Log}M_o/M_S$ ilişkisine bağlı olarak hesaplanan gerilme azalımı basit depremlere oranla karmaşık depremlerde daha büyüktür. Farklı fay türleri için hesaplanan $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_o/M_S$ ilişkilerinde,

doğrultu-atımlı fayların, $\Delta\sigma = \exp(-2.19(\text{Log}M_o / M_S) + 12.77)$

normal fayların, $\Delta\sigma = \exp(-1.59(\text{Log}M_o / M_S) + 10.18)$

ve ters fayların $\Delta\sigma = \exp(-1.47(\text{Log}M_o / M_S) + 9.62)$

bağıntıları ile temsil edildiği gözlenmiştir. Tüm fay türleri için küçük $\text{Log}M_o/M_S$ değerlerinin olduğu bölgelerde yüksek $\Delta\sigma$ değerleri elde edilmiştir. $\text{Log}M_o/M_S$ oranı büyüdükçe $\Delta\sigma$ değeri küçülmektedir. Enerji ve momente bağlı olarak hesaplanan görünür gerilme değerlerinde olduğu gibi, yüksek gerilme azalımı doğrultu-atımlı faylarla ve düşük gerilme azalımı ise ters faylarla ilişkilidir.

Ek 2, Ek 5 ve Ek 6'da verilen doğrusal ilişkiler dikkate alındığında, dalma-batma kuşakları için en yüksek gerilme azalımı düşük moment ve yüksek M_S-m_b farkları hesaplanan yaşlı kuşaklarda, en düşük gerilme azalımı ise, yüksek momentli depremlerin ve düşük M_S-m_b farklarının gözlendiği genç kuşaklarda elde edilmiştir. Büyük ölçekli kıtasal doğrultu-atımlı faylarla ilişkili olan bölgelerde hesaplanan gerilme azalımının yüksek değerleri daha küçük moment değerlerinin elde edildiği 11. bölgede ve en düşük gerilme azalımı 9. bölgede bulunmuştur. Okyanusal bölgelerle ilişkili olan dönüşüm faylarda gözlenen gerilme azalımı değerleri dalma-batma kuşaklarına ve kıtasal doğrultu-atımlı faylara oranla daha büyüktür. Daha büyük momentlere sahip normal fayların çoğunlukla olduğu bölgelerde hesaplanan gerilme azalımı, dönüşüm faylarla ilişkili olan doğrultu atımlı-fayların çoğunlukta olduğu bu bölgelere oranla daha küçüktür.

5. KAYNAKLAR

- Abe, K., 1975, Static and Dynamic Parameters of the Saitame Earthquake of July 1, 1968, *Tectonophysics*, 223-238.
- Abe, K., and Kanamori, H., 1979, Temporal Variation of the Activity of Intermediate and Deep Focus Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 84, 3589-3595,
- Abe, K., and Kanamori, H., 1980, Magnitudes of Great Shallow Earthquakes from 1953 to 1977, *Tectonophysics*, 62, 191-203.
- Abe, K., 1981, Magnitudes of Large Shallow Earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 72-92.
- Abe, K., 1982, Magnitude, Seismic Moment and Apparent Stress for Major Deep Earthquakes, *J. Physics of the Earth*, 30, 321-330.
- Abe, K., and Noguchi, S., 1983a, Determination of Magnitude of Large Shallow Earthquakes 1898-1917, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 32, 45-59.
- Abe, K., and Noguchi, S., 1983b, Revision of Magnitude of Large shallow Earthquakes 1897-1912, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 1-11.
- Abe, K., 1984, Complements to 'Magnitudes of Large Shallow Earthquakes from 1904 to 1983', *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 17-23.
- Abers, G.A., Beavan, J., Horton, S., Jaumé, S. and Triep, E., 1995, Large Accelerations and Tectonic Setting of the May 1993 Shumagin Islands Earthquake Sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 6, 1730-1738.
- Aki, K., 1966, Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy and Stress-Strain Drop from the G Wave Spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 44, 73-88.
- Aki, K., 1969, Analysis of Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K., 1972a, Scaling Law of Earthquake Source Time-Function, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 3-25.

- Aki, K., 1972b, Earthquake Mechanism, *Tectonophysics*, 13, 423-446.
- Aki, K. and Patton H., 1978, Determination of Seismic Moment Tensor Using Surface Waves, *Tectonophysics*, 49, 213-222.
- Aki, K., 1984, Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, *J. Geophys. Res.*, 89, 5867-5872.
- Allen, C. R., 1969, Active Faulting in Northern Turkey, Div. Geol. Sciences, Contribution No. 1577, California Inst. Techn., Pasadena, California.
- Anderson, H., 1990, Smith, E. and Robinson, R., Normal Faulting in a Back Arc Basin: Seismological Characteristics of the March 2, 1987, Edgecumbe, New Zealand, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 95, B4, 4709-4723.
- Argand, E., 1922, La Tectonique L'Asie, *Congr. Gèol. Intern.*, 13e, 169-371.
- Arnott, S. K. and Foulger, G. R., 1994a, The Krafla Spreading Segment, Iceland 1. Three-Dimensional Crustal Structure and the Spatial and Temporal Distribution of Local Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 99, B12, 23,801-23,825.
- Arnott, S. K. and Foulger, G. R., 1994b, The Krafla Spreading Segment, Iceland 2. The Accretionary Stress Cycle and Nonshear Earthquake Focal Mechanisms, *J. Geophys. Res.*, 99, B12, 23,827-23,842.
- Artemjev, M. E. and Arthyushkov, E. V., 1971, Structure and Isostasy of the Baykal Rift and The Mechanism of Rifting, *J. Geophys. Res.*, 79, 1197-1211.
- Assumpção, M. and Suárez, G., 1988, Source Mechanisms of Moderate-Size Earthquakes and Stress Orientation in Mid-Plate South America, *Geophys. J.*, 92, 253-267.
- Bakun, W. H. and Bufe, C. G., 1975, Shear-Wave Attenuation Along the San Andreas Fault Zone in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 439-459.
- Bakun, W. H., Bufe, C. G. and Stewart, R. M., 1976, Body-Wave Spectra of Central California Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 363-385.
- Banghar, A. R. and Sykes, L.R., 1969, Focal Mechanisms of Earthquakes in the Indian Ocean and Adjacent Regions, *J. Geophys. Res.*, 74, 2, 632-649.

- Báth, M., 1966, Earthquake Energy and Magnitude, *Phys. Cem. Earth*, 7, 115-165.
- Báth, M., 1973, *Introduction to Seismology*, Halsted Press, London, 396 pp.
- Báth, M., 1977, Teleseismic Magnitude Relations, *An. Geofis.*, 30, 299-327.
- Báth, M., 1978, Structural and Vibrational Bedrock Properties in Sweden, *J. Comp. Phys.*, 29, 344-356.
- Báth, M., and Duda, S.J., 1979, Some Aspects of Global Seismicity, Report No. 1-79, Seismological Institute, Upsala, Sweden, 41 pp.
- Báth, M., 1981, Earthquake Magnitude-Recent Research and Current Trends, *Earth Science Reviews*, 17, 315-398.
- Basham, P. W., 1969, Canadian Magnitudes of Earthquakes and Nuclear Explosions in South-Western North America, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 17, 1-13.
- Basham, P. W., and Horner, R. B., 1973, Seismic Magnitudes of Underground Nuclear Explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 105-131.
- Barrell, J., 1941, The Strength of the Earth's Crust, *J. Geol.*, 22, 441-468.
- Bent, A. L., 1992, A Re-Examination of the 1925 Charlevoix Québec Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 5 2097-2113.
- Bent, A. L. and Cassidy, J. F., 1993, The January 1992 Franklin Lake, Northwest Territories, Earthquake Sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 2, 398-415.
- Bent, A. L., 1994, The 1989 (M_S 6.3) Ungava, Québec Earthquake: A Complex Intraplate Event, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 4, 1075-1088.
- Bent, A. L., 1996, An Improved Source Mechanism for the 1935 Timiskaming, Quebec Earthquake from Regional Waveforms, *PAGEOPH*, 146, 1, 5-20.
- Berberian, M., 1992, Active Faulting and Tectonics of Iran, Zagros, Hindu Kush. *Geodynamic Evulation, Geodynamic Series*, 3, 33-69.

- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J. A., Priestley, K. and Wallace, T., 1992, The Rudbar-Tarom Earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary Field and Seismological Observations, and its Tectonic Significance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 4, 1726-1755.
- Bergman, E. A. and Solomon, S. C., 1984, Source Mechanisms of Earthquakes Near Mid-Ocean Ridges From Body Waveform Inversion: Implications for the Early Evolution of Oceanic Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 89, B13, 11415-11441.
- Bergman, E. A., 1986, Intraplate Earthquakes and the State of Stress in Oceanic Lithosphere, *Tectonophysics*, 132, 1-35.
- Bergman, E. A. and Solomon, S. C., 1992, On the Strength of Oceanic Fracture Zones and Their Influence on the Intraplate Stress Field, *J. Geophys. Res.*, 97, 15365-15377.
- Boatwright, J. and Choy, G. L., 1986, Acceleration Source Spectra Anticipated for Large Earthquakes in Northeastern America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 660-682.
- Boatwright, and Choy, G. L., 1989, Acceleration Spectra for Subduction Zone Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 94, 15541-15553.
- Bolt, B. A., 1978, Incomplete Formulations of the Regression of Earthquake Magnitude with Surface Fault Rupture Length, *Geology*, 6, 233-235.
- Bolt, B. A., 1986, Seismic Energy Release Over a Broad Frequency Band, *PAGEOPH.*, 124, 1919-930.
- Bott, M. H. P., 1982, *The Interior of The Earth*, Edward Arnold Inc., London, 403 pp.
- Brune, J. N. and King, C. Y., 1967, Excitation of Mantle Rayleigh Waves of Period 100 Second as a Function of Magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 1355-1365.
- Brune, J. N., 1968, Seismic Moment, Seismicity, and Rate of Slip Along Major Fault Zones, *J. Geophys. Res.*, 73, 777-784.
- Brune, J. N., 1970, Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971, Seismic Sources, Fault Plane Studies and Tectonics, *Trans. Am. Geophys. Union*, 52, 178-187.

- Bune, V. I., Vvedenskaya, N. A., Gorbunova I. V., Kondorskaya N. V., Landyvera N. S., and Fedorova I. V., 1970, Correlation of M_{LH} and m_{PV} by Data of the Network of Seismic Stations of the USSR, *Geophys. J.*, 27, 23-28.
- Burdick, L. J. and G. R. Mellman, 1976, Inversion of Body Waves from the Borrego Mountain Earthquake to the Source Mechanism, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1485-1499.
- Burton, P.W., 1978, The IGS file of Seismic Activity and its Use For Hazard Assessment, *Seismological Bull.*, 6, 13 pp.
- Byrne, D. E., Davis, D. and Sykes, L. R., 1988, Loci and Maximum Size of Thrust Earthquakes and the Mechanics of Shallow Region of Subduction Zones, *Tectonophysics*, 7, 833-857.
- Byrne, D. E., Sykes, L.R. and Davis, D.M., 1992, Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone, *J. Geophys. Res.*, 97, B1, 449-478.
- Chase, C. G., 1978, Plate Kinematics: The Americas, East Africa and the Rest of the World, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 353-368.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1977, Seismic Moment of Major Earthquakes and the Average Rates of Seismic Slip in Central Asia, *J. Geophys. Res.*, 82, 2954-2969.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1983, Focal Depths of Intra-continental and Interplate Earthquakes and Their Implications for the Thermal and Mechanical Properties of the Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 4183-4214.
- Choy, G. L. and Boatwright, J. L., 1995, Global Patterns of Radiated Seismic Energy and Apparent Stress, *J. Geophys. Res.*, 100, B9, 18205-18228.
- Cocco, M. and Rovelli, A., 1989, Evidence for the Variation on Stress Drop Between Normal and Thrust Faulting Earthquakes in Italy, *J. Geophys. Res.*, 94, 9399-9416.
- Condie, K., 1976, *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Pergamon Press Inc., Newyork, 288 pp.
- Davies, D., 1971, Nuclear Explosions and Earthquakes, *Understanding the Earth, A reader in the Earth Sciences*, The M. I. T. Press, Edited by I. G. Gass, P. J. Smith and R. C. L. Wilson, 333-341.

- Davies, G. and Brune, J., 1971, Regional and Global Fault Slip Rates from Seismicity, *Nature Phys. Sci.*, 229, 101-107.
- Demets, C., Gordon, R., Stein, G., and Argus, D. F., 1987, A revised Estimate of Pacific-North America Motion and Implications for Western North America Plate Boundary Tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 911-914.
- Denham, D., 1987, Australian Seismicity-the Puzzle of the not so Stable Continent, *Seismol. Lett.*, 59, 235-240.
- Dewey, F. F. and Bird, J. M., 1970, Mountain Belts and the New Global Tectonics, *J. Geophys. Res.*, 75, 1625-1648.
- di Filippo, O.D. and Marcelli, L., 1949, 'La' Magnitudo dei Terremati Ela Sua Determinazione nella Stazione Sismia di Roma, *Ann. Geofis.*, 12, 486-492
- Dietz, R., S., 1963, Collapsing Continental Rises: An Actualistic Concept of Geosynclines an Mountain Building, *J. Geol.*, 71, 314-333.
- Dodge, D. A. and Beroza, G. C., 1995, Foreshocks Sequence of the 1992 Landers, California, Earthquake and its Implications for Earthquake Nucleation, *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 9865-9880.
- Doser, D. I., 1992, Historic Earthquakes (1918 to 1923) and an Assessment of Source Parameters Along the San Jacinto Fault System, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 4, 1786-1801.
- Douglas, A., Marshall, P. D., Gibbs, P. G., Young, J. B. and Blamey, C., 1973, P Signal Complexity Re-Examined, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 195-221.
- Du Toint, A., L., 1937, *Our Wandering Continents*, Oliver and Boy, Edinburg, 366 pp.
- Duda, S. J. and Nuttli, O. W., 1974, Earthquake Magnitude Scales, *Geophys. Surv.*, 1, 429-458.
- Dysart, P. S., Snoke, J. A., and Sacks, I. S., 1988, Source Parameters and Scaling Relations for Small Earthquakes in the Matsushiro Region, Southwest Honshu, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2, 571-589.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1986, Centroid-Moment Tensor Solutions for April-June 1985, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 41, 215-225.

- Dziewonski A. M., Ekström G., Franzen J. E. and Woodhouse J. H., 1987, Global Seismicity of 1978: Centroid-Moment Tensor Solutions for 512 Earthquakes, *Phys. Earth Planet Int.*, 46, 316-342.
- Eaton, G. P., 1979, A plate Tectonic Model for Late Cenozoic Crustal Spreading in the Western United States, in *Rio Grande Rift; Tectonics and Magmatism*, 7-32, Edited Riecker R. E., AGU, Washington, DC.
- Ekström, G. and Dziewonski, A., 1988, Evidence of bias in Estimations of Earthquake Size, *Nature*, 332, 319-323.
- Ekström, G. and Engdahl, E.R., 1989, Earthquake Source Parameters and Stress Distribution in the Adak Island Region of the Central Aleutian Islands, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 94, B11, 15499-15519.
- Enescu, D., 1977, Geometric of Dynamic Parameters of Earthquake Foci in the Vrancea Region, *Publ. Inst. Geophys., Pol. Aced. Sci.*, A-4, 115, 67-80.
- Eshelby, J. D., 1957, The Determination of the Elastic Field of on Ellipsoidal Inclusion and Related Problems, *Proc. R. Soc. Lond. Ser.*, 241, 376-396.
- Estabrook, 1992, C. H. and Boyd, T. M., The Shumagin Islands, Alaska, Earthquake of 31 May 1917, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2, 755-773.
- Estabrook, C. H., Nâbêlek, J. L. and Lerner-Lam, A. L., 1992, Tectonic Model of the Pacific-North American Plate Boundary in the Gulf of Alaska from Broadband Analysis of the 1979 St. Elias, Alaska, Earthquake and its Aftershocks, *J. Geophys. Res.*, 97, B5, 6587-6612.
- Estabrook, C. H., Jacob, K. H. and Sykes, L. R., 1994, Body Wave and Surface Wave Analysis of Large and Great Earthquakes Along the Eastern Aleutian Arc, 1923-1993: Implications for Future Events, *J. Geophys. Res.*, 99, B6, 11643-11662.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1985, A Seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Earthquakes of 1969-1970 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformaton in the Continental Crust, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 81, 569-607.
- Fairhead, J. D. and Girdler, R. W., 1971, Seismicity of Africa, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 24, 271-301.

- Fairhead, J. D. and Stuart, G. W., 1982, The Seismicity of the East African Rift System and Comparison with Other Continental rifts, *Geodynamic Series*, 8, 41-61.
- Fan, G., Beck, S. L. and Wallace, T. C., 1993, The Seismic Source Parameters of the 1991 Costa Rica Aftershock Sequence: Evidence for a Transcurrent Plate Boundary, *J. Geophys. Res.*, 98, B9, 15,759-15,778.
- Fitch, T. J., 1972, Plate Convergence, Transcurrent Faults and Internal Deformation Adjacent Southeast Asia and the Western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 77, 23, 4432-4460.
- Fowler, C. M. R., 1990, *The Solid Earth; An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, USA, 472 pp.
- Frederich, J., McCaffrey, R. and Denham, D., 1988, Source Parameters of Seven Large Australian Earthquakes Determined by Body Waveform Inversion, *Geophys. J.*, 95, 1-13.
- Fukao, Y. and Furumoto, M., 1979, Stress Drops, Wave Spectra and Recurrence Intervals of Great Earthquakes - Implications of the Etorofu Earthquake of 1958 November 6, *Geophys. J. R. Astr. Soc. Am.*, 57, 23-40.
- Gao, L. and Wallace, T.C., 1995, The 1990 Rudbar-Tarom Iranian Earthquake Sequence: Evidence for Slip Partitioning, *J. Geophys. Res.*, 100, B8, 15317-15332.
- Geller, R. J., 1976, Scalig Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Geller, R. J. and Kanamori, H., 1977, Magnitudes of Great Shallow Earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 587-598.
- Gephart, J. W. and Forysth, D. W., 1984, An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: An Application to San Fernando Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- Gibowicz, S. J., 1975, Variations of Source Properties: The Inangahua, New Zealand, Aftershocks of 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 261-276.
- Giardini, D. Dziewonski, A. M. and Woodhouse, J. H., 1985, Centroid-Moment Tensor Solutions for 113 Large Earthquakes in 1977-1980, *Phys. Earth Planet Int.*, 40, 259-272.

- Glennon, M.A. and Chen, W-P., 1993, Systematics of Deep-Focus Earthquakes Along the Kuril-Kamchatka Arc and Their Implications on Mantle Dynamics, *J. Geophys. Res.*, 98, B1, 735-769.
- Goes, S. D. B., Velasco, A. A., Schwartz, S.Y. and Lay, T., 1993, The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica ($M_w=7.7$) Earthquake and Its Tectonic Implications: A Broadband Seismic Study, *J. Geophys. Res.*, 98, B5, 8127-8142.
- Gordon, D. W., 1971, Surface-Wave Versus Body-Wave Magnitude, *Earthq. Notes*, 42, (3-4), 21-28.
- Grimison, N. L. and Chen, W-P., 1988, Source Mechanisms of Four Recent Earthquakes Along the Azores-Gibraltar Plate Boundary, *Geophys. J.*, 92, 391-401.
- Gubbins, D., 1990, *Seismology and Plate Tectonics*, Cambridge University Press, Cambridge, USA, 396 pp.
- Gupta, H. K., Sitaram, M. V. D. and Narain, H., 1972, Surface-Wave and Body-Wave Magnitudes of some Sino-Soviet Nuclear Explosions and Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 2, 509-517.
- Gupta, H. K. and Rastogi, B. K., 1972, Earthquake m_b vs M_s Relations and Source Multiplicity, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 28, 65-89.
- Gupta, H. K., 1993, Seismic Hazard Assessment in the Alpine Belt from Iran to Burma, *Ann. Geofis.*, 36, 3-4, 61-82.
- Gutenberg, B., 1945a, Amplitude of Surface Waves and Magnitudes of Shallow Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 3-12.
- Gutenberg, B., 1945b, Amplitudes of P, PP, and S and Magnitudes of Shallow Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 57-69.
- Gutenberg, B., 1956, The Energy of Earthquakes, *Quart. J. Geol. Soc.*, 112, 1-14.
- Gutenberg, B. and Richter C. F., 1956, Magnitude and Energy of Earthquakes, *Ann. Geofis.*, 9, 1-15.
- Haessler, H., Deschamps, A., Dufumier, H., Fuenzalida, H. and Cisternas, A., 1992, The Rupture Process of the Armenian Earthquake from Broad-Band Teleseismic Body Wave Records, *Geophys. J. Int.*, 109, 151-161.

- Hanks, T. C. and Wyss, M., 1972, The use of Body Wave Spectra in the Determination of Seismic-Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- Hanks, T. C. and Kanamori H., 1979, A Moment-Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Hanks, T. C. and Boore D. M., 1984, Moment-Magnitude Relation in Theory and Practice, *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 6229-6235.
- Harlow, D. H., Randall, A. W., Rymer, M. J. and Salvador A. G., 1993, The San Salvador Earthquake of 10 October 1986 and its Historical Context, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 4, 1143-1154.
- Hartzell, S. H. and Heaton, T. H., 1985, Teleseismic Time Functions for Large, Shallow Subduction Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 4, 965-1004.
- Haukson, E., 1990, Earthquakes, Faulting, and Stress in the Los Angeles Basin, *J. Geophys. Res.*, 95, 15365-15394.
- Hermann, R. B., 1980, Q Estimates Using the Coda of Local Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- Hess, H. H., 1962, History of Ocean Basins. *In Petrologic Studies - Buddington Memorial Volume*, Geol. Soc. Am., New York, 599-620.
- Hess, H. H., 1965, Mid-Oceanic Ridges and Tectonics of the Sea-floor, *Submarine Geology and Geophysics*, Butterworth, London, 313-334.
- Houston, H., 1990, A Comparison of Broadband Seismic Energies and Stress Drop of the 1989 Loma Prieta and 1988 Armenian Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1413-1416.
- Hwang, L. J. and Kanamori, H., 1992, Rupture Processes of the 1987-1988 Gulf Alaska Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 97, B13, 19881-19908.
- Iida, K., 1971, A Magnitude-Energy Relation for Large and Small Earthquakes and Seismic Efficiency Factor, *Zisin*, 24, 266-274.
- Isacs, B., Oliver, C., and Sykes, L. R., 1968, Seismology and The New Global Tectonics, *J. Geophys. Res.*, 73, 5855-5899

- Isacs, B. and Molnar, P., 1971, Distribution of Stress in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal Mechanism Solution of Mantle Earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 103-174.
- Isacs, B. and Barazangi, M., 1973, High Frequency Shear Waves guided by Continuous Lithosphere Descending Beneath South America, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 129-139.
- Ishida, M., 1992, Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, B1, 489-513.
- Jarrard, R. D., 1986, Relations Among Subduction Parameters, *Reviews of Geophysics*, 24, 2, 217-284.
- Johnson, L. R. and McEvilly, T. V., 1974, Near-Field Observations and Source Parameters of Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1855-1886.
- Johnson, T. and Molnar, P., 1972, Focal Mechanisms and Plate Tectonics of the Southwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, 77, 26, 5000-5032.
- Jordan, J. N. and Hunter, R. N., 1972, A comparison of NOS and USSR magnitudes, *Geophys. J.*, 27, 23-28.
- Kanamori, H., 1971, Great Earthquakes at Island Arcs and the Lithosphere, *Tectonophysics*, 12, 187-198.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975, Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 5, 1073-1095.
- Kanamori, H., 1977, The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 20, 2981-2987.
- Kanamori, H., 1980, The State of Stress in the Earth's Lithosphere, *Proceeding of the International School of Physics 'Enrico Fermi', Course LXXVIII, Edited by A. M. Dziewonski and E. Boschi.*, 716 pp.
- Kanamori, H., 1986, Rupture Process of Subduction Zone Earthquakes, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 14, 293-322.

- Kanamori, H. and Allen, C. R., 1986, Earthquake Repeat Time Average Stress Drop, in Earthquake Source Mechanics, A. G. U., Geophys., Monogr. Ser., *Edited by S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz*, 37, 227-236.
- Kanamori, H., Mori J., Hauksson, E., Heaton, T. H., Hutton, L. K., and Janes, L. M., 1993a, Determination of Earthquake Energy Release and M_L Using TERRASCOPE, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 330-346.
- Kanamori, Ekström, G., Dziewonski, A., Barker, J. S. and Sipkin, S. A., 1993b, Seismic Radiation by Magma Injection: An Anomalous Seismic Event Near Tori Shima, Japan, J. Geophys. Res, 98, B4, 6511-6522.
- Kao, H. and Chen, W-P., 1994, The Double Seismic Zone in Kuril-Kamchatka: The Tale of Two Overlapping Single Zones, J. Geophys. Res., 99, B4, 6913-6930.
- Kárník, V., 1968, Magnitude Calibrating Curves for Near Earthquakes, Studia Geophys. Geod., Prague, 12, 220-23.
- Kárník, V., 1973, Magnitude Differences, Pure Appl. Geophys., 103, 362-369.
- Katsumata, M. and Sykes, L. R., 1969, Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions, J. Geophys. Res. 74, 25, 5923-5947.
- Kearey, P. and Vine, J. F., 1990, Global Tectonics, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 302 pp.
- Keilis-Borok, V. I., 1959, On Estimation of Displacement in an Earthquake Source and of Source Dimensions, Ann. Geofis., 12, 205-214.
- Kelleher, J., Savino, J., Rowlett, H. and McCann, W., 1974, Why and Where Great Thrust Earthquakes Along Island Arcs, J. Geophys. Res., 79, 4889-4899.
- Kikuchi, M. and Fukao, Y., 1987, Inversion of Long Period P-Waves from Great Earthquakes along subduction Zones, Tectonophysics, 144, 231-247.
- Kikuchi, M. and Fukao, Y., 1988, Seismic Wave Energy Inferred from Long-Period Body Wave Inversion, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 5, 1707-1724.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991, Inversion of Complex Body Waves-III, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 6, 2335-2350.

- Kikuchi, M., Kanamori, H. and Satake, K., 1993, Source Complexity of the 1988 Armenian Earthquake: Evidence for a Slow After-Slip Event, *J. Geophys. Res.*, 98, B9, 15797-15808.
- Knopoff, L., 1958, Energy Release in Earthquakes, *Geophys. J.*, 1, 44-52.
- Kulhanek, O., 1990, *Anatomy of Seismograms*, Elsevier Science Publis. B. V., Netherlands, 178 pp.
- Laane, J. L. and Chen, W-P., 1989, The Makran earthquake of 1983 April 18: A Possible Analogue to the Puget Sound earthquake of 1965?, *Geophys. J. Int.*, 98, 1-9.
- Lay, T. and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, London, 521 pp.,
- Liebermann, R. C., King, C. Y., Brune, J. N. and Pomeroy, P. W., 1966, Excitation of Surface Waves by the Underground Nuclear explosion LONGSHOT, *J. Geophys. Res.*, 71, 4333-4339.
- Liebermann, R. C. and Pomeroy, P. W., 1967, Excitation of Surface Waves by Events in South Algeria, *Science*, 156, 1098.
- Liebermann, R. C. and Pomeroy, P. W., 1969, Relative Excitation of Surface Waves by Earthquakes and Under-ground Explosions, *J. Geophys. Res.*, 74, 1575-1590
- Liebermann, R. C. and Pomeroy, P. W., 1970, Source Dimensions of Small Earthquakes as Determined from the Size of the Aftershock Zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 879-890.
- Liu, X., McNally K. C., and Shen Z-K., 1995, Evidence for a Role of Downgoing Slab in Earthquake Slip Partitioning at Oblique Subduction Zones, *J. Geophys. Res.*, 100, B8, 15351-15372.
- Lobkovsky, L. I., Kerchman, V. I., Baranov, B. V. and Pristavakina, E. I., 1991, Analysis of Seismotectonic Processes in Subduction Zones from the Standpoint of a Keyboard Model of Great Earthquakes, *Tectonophysics*, 199, 211-236.
- Main, I. G. and Burton P. W., 1990, Moment-Magnitude Scaling in the Aegean Area, *Tectonophysics*, 179, 273-285.

- Marshall, P. D., Carpenter, E. W., Douglas, A. and Young, J. B., 1966, Some Seismic Results of the LONGSHOT explosion, AWRE Report 0-67/66.
- Marshall, P. D., 1970, Aspects of the Spectral Differences Between Earthquakes and Underground Explosions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 20, 397-416.
- Mayer-Rosa, D., 1993, Towards Uniform Earthquake Hazard Assessment in Europe, *Ann. Geofis.*, 36, 3-4, 93-101.
- McCaffrey, R. and Nàbèlek, J., 1987, Earthquakes, Gravity, and the Origin of the Bali Basin: An Example of a Nascent Continental Fold-and-Thrust Belt, *J. Geophys. Res.*, 92, B1, 441-460.
- McCaffrey, R., 1988, Active Tectonics of the Eastern Sunda and Banda Arcs, *J. Geophys. Res.*, 93, B12, 15,163-15,182.
- McCowan D., 1976, Moment Tensor Representation of Surface Wave Sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 44, 595-599.
- McKenzie, D. P. and Parker, R. L., 1967, The North Pacific: An Example of Tectonics on a Sphere, *Nature*, 216, 1276-1280.
- McKenzie, D. P., 1969, The Relationship Between Fault Plane Solutions for Earthquakes and the Directions of the Principal Stresses, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 591-601.
- McKenzie, D. P., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mendiguren, J., 1977, Inversion of Surface Data in Source Mechanism Studies, *J. Geophys. Res.*, 82, 889-894.
- Mercier, J. L., Mouyaris, N., Simeakis, C., Roundoyannis, T. and Anghelidhis C., 1979, Intraplate Deformation: A quantitative Study of the Fault Activated by the 1978 Thessaloniki Earthquake, *Nature*, 278, 45-48.
- Micheal, A. J., 1987, Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A Control Study, *J. Geophysical Res.*, 92, 357-368.
- Minster, J. B., and Jordan, T., 1987, Vector Constraints on Western U. S. Tectonics from Space Geodesy, Neotectonics and Plate Motions, *J. Geophys. Res.*, 92, 4798-4804.

- Miyamura, S., 1978, Magnitudes of Earthquakes, Lecture Notes, Int. Inst. Seismol. Earthq. Eng., Tokyo, No. 11, 83 pp.
- Molnar P., Tucker, B. E. and Brune, J. N., 1973, Corner Frequencies of P and S Waves and Models of Earthquake Sources, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 2091-2104.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1989, Fault Plane Solutions of Earthquakes and Active Tectonics of the Tibetan Plateau and its Margins, Geophys. J. Int., 99, 123-153.
- Morley, L. W., and Larochelle, A., 1964, Paleomagnetism as a Means of Dating Geological Events, Roy. Soc. Can., Spec. Publ., 9, 40-51.
- Murphy, J. R. and Muller, R. A., 1971, Seismic Characteristics of Underground Nuclear Detonations, Part II. Elastic Energy and Magnitude Determinations, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1693-1704.
- Nabêlek J., 1984, Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves, Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Nagamune, T., 1972, Magnitudes Estimated from Body Waves for Great Earthquakes, Q. J. Seismol., 37, 1-8.
- Nelson, M. R., McCaffrey, R. and Molnar, P., 1987, Source Parameters for 11 Earthquakes in the Tien Shan, Central Asia, Determined by P and SH Waveform Inversion, J. Geophys. Res., 92, B12, 12629-12648.
- Newcomb, K. R. and McCann, W. R., 1987, Seismic History and Seismotectonics of the Sunda Arc, J. Geophys. Res., 92, B1, 421-439.
- Noguchi, S. and Abe, K., 1977, Earthquakes Source Mechanism and M_S - m_b Relation, Zisin II, 30, 487-507.
- North, G. R., 1977, Seismic Moment, Source Dimensions and Stresses Associated with Earthquakes in the Mediterranean and Middle East, Geophys. J. R. Astr. Soc., 48, 137-161.
- Nowroozi, A. A., 1986, On the Linear Relation between m_b and M_S for Discrimination between Explosions and Earthquakes, Geophys. J. R. Astr. Soc., 86, 687-699.

- Nuttli, O., 1985, Average Seismic Source Parameters Relations for Plate Margins, *Tectonophysics*, 118, 161-174.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and Comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, 91, B8, 8205-8218.
- O'Neill, M. E., 1984, Source Dimensions and Stress Drops of Small Earthquakes Near Parkfield California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1, 27-40.
- Ohnaka, M., 1978, Earthquake-Source Parameters Related to Magnitude, *Geophys. J.*, 55, 45-66.
- Orowan, E., 1960, Mechanism of Seismic Faulting, *Geol. Soc. Amer.*, 79, 323-345.
- Pacheco, J. F. and Sykes, L. R., 1992, Seismic Moment Catalog of Large Shallow Earthquakes 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 3, 1306-1349.
- Pacheco J. F., Sykes L. R. and Scholz C. H., 1993, Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type, *J. Geophys. Res.*, 98, B8, 14133-14159.
- Paleyo, A. M. and Wiens, D. A., 1989, Seismotectonics and Relative Plate Motions in the Scotia Sea Region, *J. Geophys. Res.*, 94, B6, 7293-7320.
- Paleyo, A. M. and Wiens, D. A., 1992, Tsunami Earthquakes: Slow-Thrust Faulting Events in the Accretionary Wedge, *J. Geophys. Res.*, 97, B11, 15321-15337.
- Philip, H., 1987, Plio-Quaternary Evolution of the Stress Field in The Mediterranean Zones of Subduction and Collision , *Ann. Geofis.*, 3, 301-320.
- Pitman III, V. C. and Heirtzler, J. R., 1966, Magnetic Anomalies Over the Pacific-Antarctic Ridge, *Science*, 154, 1164-1171.
- Press, F. and Seiver, R., 1986, *Earth*, W. H. Freeman and Company , Newyork , 655 pp.
- Protti, M., McNally, K., Pacheco, J., Gonzàlez, V., Montero, C., Segura, J., Brenes, J., Barboza, V., Malavassi, E., Güendel, F., Simila, G., Rojas, D., Velasco, A., Mata, A. and Schillinger, W., The March 25, 1990 ($M_w=7.0$, $M_L=6.8$), 1995, Earthquake at the Entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: Its Prior activity, Foreshocks, Aftershocks, and Triggered Seismicity, *J. Geophys. Res.*, 100, B10, 20,345-20,358.

- Prozorov, A. and Hudson, J. A., 1974, A Study of the Magnitude Difference $M_S - m_b$ for Earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 39, 551-564.
- Purcaru, G. and Berchmer, H., 1978, A Magnitude Scale for very Large Earthquakes, *Tectonophysics*, 49, 189-198.
- Raleigh, C. B., Healy, J. H. and Bredehoeft, J., 1972, Faulting and Crustal Stress at Rangely, Colorado, in *Flow and Fracture of Rocks*, *Geophys. Monogr. Ser.*, Vol. 16, P. 275-284, Edited Heard H. C. et al., AGU, Washington, DC.
- Rebaï S., Philip H. and Taboada A., 1992, Modern Tectonic Stress Field in Mediterranean Region: Evidence for Variation in Stress Directions at Different Scales, *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.
- Reid, H. F., 1910, *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake April 18, 1906*. Rept. State Earthquake Invest. Comm., 2. Carnegie Inst., Washington, D. C., 192 pp.
- Richards, M. A. and Engebretson, D. C., 1994, Transform Faults-Aguiding Force of Plate Tectonics, *E. O. S. Trans. A.G.U.*, 75, (16), Spring Meet. Suppl., 69.
- Richardson, R. M., and Solomon, S. C., 1977, Apparent Stress and Stress Drop for Intraplate Earthquakes and Tectonic stress in the Plates, *PAGEOPH.*, 115, 317-331.
- Richter, C. F., 1945, An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- Richter, C. F., 1958, *Elementary Seismology*, W. H. Freeman Company Inc., USA, 768 pp.
- Ruff, L. J. and Kanamori, H., 1980, Seismicity and the Subduction Process, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 240-252.
- Ruff, L. J. and Kanamori, H., 1983, Seismic Coupling and Uncoupling at Subduction Zones, *Tectonophysics*, 99, 99-117.
- Scherbaum, F. and Kisslinger, C., 1984, Variations of Apparent Stress and Stress Drop Prior to the Earthquake of May 1984 ($m_b=5.8$) in the Adak Seismic Zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 6, 2577-2592.

- Scholz, C. H., Avilas C. and Wesnousky S., 1986, Scaling Differences Between Large Intraplate and Interplate Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 65-70.
- Scholz, C. H., 1990, *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Univ. Press., New York, 439 pp.
- Shimizaki, K., 1986, Small and Large Earthquakes; The Effects of the Thickness of Seismogenic Layer and Free Surface, *Maurice Ewing Ser.*, 6, 209-216.
- Shoja-Taheri, J. and Anderson, G., 1988, Tabas, Iran, Earthquake and Interpretation of Strong Motion Records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 142-171.
- Shudofsky, G. N., 1985, Source Mechanisms and Focal Depths of East African Earthquakes Using Rayleigh-Wave Inversion and Body Wave Modeling, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 83, 563-614.
- Singh, S. K., and Havskov, J., 1980, on Moment-Magnitude Scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1, 379-383.
- Sipkin, S. A., 1986, Estimation of Earthquake Source Parameters by the Inversion of Waveform Data: Global Seismicity, 1981-1983, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 6, 1515-1541.
- Smith, R. B., 1977, Intraplate Tectonics of the Western North American Plate, *Tectonophysics*, 37, 323-336.
- Smith, K. D., Brune, J. N., and Priestley, K. F., 1989, Seismic Energy Spectrum and the Savage and Wood Inequality for Complex Earthquakes, in *Observatory Seismology*, Edited by J. J. Litchiser, 279-302.
- Snoke, J. A., Linde, A. T. and Sacks, I. S., 1983, Apparent Stress: An Estimate of the Stress Drop, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 339-348.
- Solovyev, S. L. and Solovyeva, O. N., 1967, The Relationship Between the Energy Class and Magnitude of Kuril Earthquakes, *Phys. Solid Earth*, 2, 79-84
- Solovyev, S. L. and Solovyeva, O. N., 1968, Determination of Magnitude for Kuril Kamchatka Earthquakes, *Stud. Geophys. Geod.*, 12, 179-191.
- Spottiswoode, S. M. and McGarr, A., 1975, Source Parameters of Tremors in a Deep-Level Goldmine, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 93-112.

- Starr, A. T., 1928, Slip on a Crystal and Rupture in a Solid Due to Shear, *Proc. Camb. Philos. Soc.*, 24, 489-500.
- Sykes, L. R. and Landisman, M., 1964, The Seismicity of East Africa the Gulf of Aden and the Arabian and Red Seas, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 1927-1940.
- Sykes, L. R., 1967, Mechanism of Earthquakes and Nature of faulting on Mid-Oceanic Ridges, *J. Geophys. Res.*, 72, 2131-2153.
- Sykes, L. R., 1970, Earthquake Swarms and Sea-floor Spreading, *J. Geophys. Res.*, 75, 6598-6611.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1977, Active Faulting and Cenozoic Tectonics of China, *J. Geophys. Res.*, 82, 2905-2930.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1979, Active Faulting and Cenozoic Tectonics of Tien-Shan, Mongolia and Baykal Regions, *J. Geophys. Res.*, 84, 3425-3459.
- Thomas, J. H., Marshall, P. D., and Douglas, A., 1978, Rayleigh-Wave Amplitudes from Earthquakes in the range 0° - 150° , *Geophys. J.*, 53, 191-200.
- Thatcher, W., and Hanks, T. C., 1973, Source Parameters of Southern California Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 78, 8547-8576.
- Tichelaar, B. W., and Ruff, L. J., 1990, Rupture Process and Stress Drop of The Great 1989 Macquarie Ridge Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1001-1004.
- Tichelaar, B. W. and Ruff, L. J., 1993, Depth of Seismic Coupling Along Subduction Zones, *J. Geophys. Res.*, 98, B2, 2017-2037.
- Toksöz, M. N. and Nabelek, J., 1984, Can the Time of Earthquakes be Predicted? *EOS*, 65, 987.
- Toksöz, M. N., Dainty A. M., and Nabelek, J., 1985, Earthquake Source Mechanism: Case Studies, Strong Ground Motion Seismology, *Edited by M. Ö. Erdik and M. N. Toksöz*, NATO ASI Series, D. Reidel Publishing Company, Holand, 607 pp.
- Triep, E. G., Abers, G. A., Larner-Lam, A. L., Mishatkin, V., Zakharchenko, N. and Starovit, O., 1995, Active Thrust Front of The Greater Caucasus: The April 29, 1991 Racha Earthquake Sequence and its Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.*, 100, B3, 4011-4033.

- Trifunac, M. D. and Brune, J. N., 1970, Complexity of Energy Release During the Imperial Valley, California, Earthquake of 1940, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 137-160.
- Udias, A., 1971, Source Parameters of Earthquakes from Spectra of Rayleigh Waves, *Geophys. J.*, 22, 353-376.
- Vassiliou, M. S. and Kanamori, H., 1982, The Energy Release in Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 371-387.
- Vassiliou, M. S., Hager, B. H. and Reafsky, A., 1984, The Distribution of Earthquakes with Depth and Stress in Subduction Zones, *J. Geodyn.*, 1, 11-84
- Velasco, A. A., Ammon, C. J. and Lay, T., 1994, Empirical Green Function Deconvolution of Broadband Surface Waves: Rupture Directivity of the 1992 Landers, California Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 3, 735-750.
- Velasco, A. A., Ammon, C. J. and Lay, T., 1995, Source Time Function Complexity of the Great 1989 Macquarie Ridge Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 100, B3, 3989-4009.
- Vine, P. J. and Mathews, D. H., 1963, Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges, *Nature*, 199, 947-949.
- Vine, P. J., 1966, Spreading of Ocean Floor; New Evidence, *Science*, 154, 1405-1415.
- Vine, P. J. and Hess, H. H., 1970, *Sea-floor Spreading*, Edited by A. E. Maxwell, The Sea, Wiley, New York,
- Wagner, G. S. and Langston, C. A., 1988, East African Earthquake Body Wave Inversion with Implications for Continental Structure and Deformation, *Geophys. J.*, 94, 503-518.
- Walker, D. A., 1996, Temporal Clustering of Large Rare Earthquakes, *J. Phys. Earth*, 44, 205-213.
- Wegener, A., 1929, *Die Entstehung Der Kontinente Und Ozeane*, Vieweg, Braunschweig.
- Wesson, R. L., 1987, Modeling Aftershock Migration and Afterslip of the San Juan Bautista, California, Earthquake of October 3, 1972, *Tectonophysics*, 144, 215-229.

- Wiens, D. A. and Stein, S., 1984, Intraplate Seismicity and Stresses in Young Oceanic Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 89, B13, 11442-11464.
- Wilson, J. T., 1965, A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift, *Nature*, 207, 343-347.
- Wyss, M. and Brune, J. N., 1968, Seismic Moment, Stress and Source Dimensions for Earthquakes in the California-Nevada Region, *J. Geophys. Res.* 73, 14, 4681-4693.
- Wyss, M., 1970, Apparent Stress of Earthquakes on Ridges Compared to Apparent Stresses of Earthquakes in Trenches, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 479-484.
- Yamashita, T., 1976, On the Dynamical Process of Fault Motion in the Presence of Friction and Inhomogeneous Initial Stress, Part I. Rupture Propagation, *J. Phys. Earth*, 24, 417-444.
- Yielding, G., 1985, Control of Rupture by Fault Geometry During the 1980 El Asnam (Algeria) Earthquake, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 81, 641-670.
- Yılmaztürk, A., (1992), Seismotectonics and Seismic Hazard in Southern Turkey and the Eastern Mediterranean Sea, Ph. d. Thesis, University of East Anglia, England.
- Yılmaztürk, A. ve Bayrak, Y. (1997), Basit ve Kompleks Olayların İstatistiksel Dağılımı: Global Depremlerin Genel Karakteristiği, *DAB*, 75, 54-85.
- Zhang, P., 1993, Seismic Hazard Assessment in Continental Asia, *Ann. Geofis.*, 36, 3-4, 41-59.
- Zoback, M. L. and Zoback, M. D., 1980, State of the Stress in the Conterminous United States, *J. Geophys. Res.*, 85, 6113-6156.

6.EKLER

EK 1. Odak Mekanizması Çözümlerini İçeren Kataloğun Hazırlanmasında Yararlanılan Kaynaklar

- Alptekin, Ö., 1978, Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonikle İlişkileri : 1. Fay Düzlemi Çözümleri, Jeofizik, VII, 3, 3-29.
- Alptekin, Ö., 1978, Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonikle İlişkileri : 2. Odak Mekanizmaları ve Plaka Tektoniği Modeli, Jeofizik, VII, 3, 30-56.
- Ambroseys, N. N. and Jackson J. A., 1990, Seismicity and Associated Strain of Central Greece Between 1890-1988, G. J. Int., 101, 663-708.
- Amorese, D., Grasso J. R., Plotnikova L. M., Nurtaev B. S. and Bossu R., 1995, Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 2, 552-559.
- Assumpção, M. and Suárez, G., 1988, Source Mechanisms of Moderate-Size Earthquakes and Stress Orientation in Mid-Plate South America, Geophys. J., 92, 253-267.
- Baker, C., Jackson J. and Priestley K., 1993, Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran; Strike-Slip Faulting within Fold-and-Thrust Belt, G. J. Int., 115, 41-61.
- Banghar, A. R., 1972, Focal Mechanisms of Indian Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 2, 603-608.
- Bent, A. L., 1992, A Re-Examination of the 1925 Charlevoix, Quebec, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 5, 2097-2113.
- Bergman, E. A. and Solomon S. C., 1984, Source Mechanisms of Earthquakes Near Mid-Ocean Ridges from Body Wave Inversion: Implication for the Early Evolution of Oceanic Lithosphere, J. Geophys. Res., 89, B13, 11415-11441.
- Bießer, M., Wyss M. and Kind R., 1990, Inversion of Source Parameters for Subcrustal Earthquakes in the Hellenic Arc, G. J. Int., 103, 439-450.

Ek 1'in Devamı

- Bolt, B. A. and Herraiz M., 1983, Simplified Estimation of Seismic Moment from Seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 3, 735-748.
- Bungum, H. and Alsaker A., 1991, Source Spectral Scaling Inversion for Two Earthquake Sequences Offshore Western Norway, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2., 358-378.
- Byrne, D. E. and Sykes L. R., 1992, Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone., *J. Geophys. Res.*, 97, B1, 449-478.
- Cassidy, J. F. and Bent A. L., 1993, Source Parameters of the 29 May and 5 June, 1940 Richardson Mountains, Yuokon Territory, Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 3, 636-659.
- Choy, G. L. and Boatwright, J. L., 1995, Global Patterns of Radiated Seismic Energy and Apparent Stress, *J. Geophys. Res.*, 100, 18205-18228.
- Chung, W-Y., Wei B-Z. and Brantley B. J., 1995, Fault Mechanisms of the Liyong, China Earthquakes of 1974 and 1979 from Regional and Telesismic Waveforms- Evidence of Tectonic Inversion a Fault-Bounded Basin, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 2, 560-570.
- Cifuentes, I. L., 1995, Seismic Moment and Duration of Recent Large and Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 100, 20303-20309.
- Dasgupta, S. and Mukhupadhyav M., 1993, Seismicity and Plate Deformation Below the Adaman Arc, Northeastern Indian Ocean, *Tectonophysics*, 225, 529-542.
- Dewberry S. R. and Crosson R. S., 1995, Source Scaling and Moment Estimation for the Pasific Northwest Seismograph Network Using S-Coda Amplitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 5, 1306-1349.
- Duser, D. I., 1988, Source Parameters of Earthquakes in the Nevada Seismic Zone, *J. Geophys. Res.*, 93, 15001-15015.
- Ebel, J. E., Somerville, P. G. and McIver, J. D., 1986, A Study of the Source Parameters of Some Large Earthquakes of Northeastern North America, *J. Geophys. Res.*, 91, 8231-8247.

Ek 1'in Devamı

- Ebel, J. E. and Banjer K. P., 1990, Moment Tensor Inversion of Small Earthquakes in Southwestern Germany for the Fault Plane Solution, *G. J. Int.* 101, 133-146.
- Ekström G. and Enghdal R., 1989, Earthquake Source Parameters and Stress Distribution in the Adak Island Region of The Central Aleutian Island, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 94, B11, 15499-15519.
- Estabrook, C. H., Jacob K. H. and Sykes L. R., 1994, Body Wave and Surface Wave Analysis of Large and Great Earthquakes Along the Eastern Aleutian Arc, 1923-1993: Implications for Future Events, *J. Geophys. Res.*, 99, B6, 11643-11662.
- Eyidoğan, H., 1983, Bitlis-Zagros Kıtasal Çarpışma Kuşağı Boyunca Etkin Sığ Deformasyonlar ile Depremler Arasındaki İlişkiler, *Dep. Arş. Bül.*, 43, 63-69.
- Eyidoğan, H. and Jackson J., 1985, A seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Earthquakes of 1969-70 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformation in the Continental Crust, *G. J. R. Astr. Soc.*, 81, 569-607.
- Eyidoğan, H., 1988, Rates of Crustal Deformation in Western Turkey as Deduced from Major Earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Eyidoğan, H., Güçlü U., Utku Z. and Değirmenci E., 1991, Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988), İ. T. Ü. Yayınları, İstanbul.
- Fitch, T. J., 1970, Earthquake Mechanisms in the Himalayan, Burmese and Andaman Region and Continental Tectonics in the Central Asia, *J. Geophys. Res.*, 73, 2699-7009
- Fredrich J., McCafrey R. and Denham D., 1988, Source Parameters of Seven Large Australian Earthquakes, *Geophys. J.*, 95, 1-13.
- Gao, L. and Wallace T. C., 1995, The 1990 Rudbar-Tarom Iranian Earthquake Sequence: Evidence for Slip Partitioning, *J. Geophys. Res.*, 100, B8, 15317-1532.
- Gasparini, C., Iannaccone G. and Scarpa R., 1985, Fault-Plane Solutions and Seismicity of the Italian Peninsula, *Tectonophysics*, 117, 59-78.

Ek 1'in Devamı

- Goff, J. A., Bergmann, E. A. and Solomon, S. C., 1987, Earthquake Source Mechanism and Transform Fault Tectonics in the Gulf of America, *J. Geophys. Res.*, 92, 10, 485-10, 510.
- Grimison, N. L. and Chen, W. P., 1988, Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar Region and the Southern Nubian-Somalian Plate Boundary, *J. Geophys. Res.*, 93, 10438-10450.
- Grimison, N. L. and Chen, W. P., 1988, Source Mechanisms of Four Recent Earthquakes Along the Azores-Gibraltar Plate Boundary, *J. Geophys.*, 92, 391-401.
- Hanks, T. C. and Boore, D. M., 1984, Moment-Magnitude Relations in Theory and Practice, *J. Geophys. Res.*, 89, 6229-6235.
- Harlow, D. H., White R. A., Rymer M. J. and Salvador A. G., 1988, The San Salvador Earthquake of 10 October 1986 and Its Historical Context, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 4, 1143-1154.
- Hartzfeld, D., Christodoulou A. A., Scordilis E. M., Panagiotopoluos and Hidzimitriou P. M., 1986, A Microearthquake Study of the Mygdonian Graben (Northern Greece), *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 81, 379-396.
- Hauksson, E. and Gross S., 1991, Source Parameter of the 1933 Long Beach Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1, 81-98.
- Humphrey, J. R. and Anderson J. G., 1994, Seismic Source Parameters from the Guerero Subduction Zone, 84, *Bull. Seism. Soc. Am.* 6, 1754-1769.
- Jackson, J. and McCenzie D., 1984, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, *G. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Kalafat, D., 1988, Güney-Batı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, *Dep. Arş. Bül.*, 52, 5-41.
- Kanamori, H., 1977, The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 20, 2981-2987.

Ek 1'in Devamı

- Kao, H. and Chen, W. P., 1991, Earthquakes Along the Ryukyu-Kyushu Arc: Strain Segmentation, Lateral Compression and the Thermomechanical State of the Plate Interface, *J. Geophys. Res.*, 96, 21443-21485.
- Kao, H. and Chen, W., 1994, The Double Seismic Zone in Kuril-Kamchatka: The Tale of Two Overlapping Single Zones, *J. Geophys. Res.*, 99, 6913-6930.
- Kıratlı, A. A., 1991, Rates of Crustal Deformation in the North Aegean Through North Anatolian Fault Deduced from Seismicity, *PAGEOPH*, 136, 4, 421-432.
- Kostoglodov, V. and Pance, L., 1994, Relationship Between Subduction and Seismicity in the Mexican Part of the Middle Trench, *J. Geophys. Res.*, 99, 729-742.
- Li, E., Toksöz, N. and Rodi W., 1995, Source Time Functions of Nuclear Explosions and Earthquakes in Central Asia Determined using Empirical Green's Functions, *J. Geophys. Res.*, 99, 729-742.
- Lomninkis, P. E. and Papazachos B. C., 1972, Seismicity of the Eastern Mediterranean and Some Tectonic Futures of the Mediterranean Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1093- 1972.
- Mahdyiar, M., Singh, S. K. and Meyer, R. P., 1986, Moment Magnitude Scale for Local Earthquakes in the Pataion Region, Mexico, Based on Recorded Paek Horizontal Velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1225-1239.
- Main, I. G. and Burton, P. W., 1990, Moment-Magnitude Scaling in the Aegean Area, *Tectonophysics*, 179, 273-285.
- Marthelot, J. M., Chatelain J. L., Isacks B. L. Cardwell K. K. and Coudert E., 1985, Seismicity and Attenuation in the Central Vanuatu (New Hebrides Islands): A new Interpretation of the Effect of Subduction of the D' Entrecasteaux Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, 90, B10, 8641-8650.
- McCaffrey, R., 1988, Active Tectonics of the Eastern Sunda and Banda Arcs, *J. Geophys. Res.*, 93, B12, 15163-15182.
- McCaffrey, R., 1993, On the Role of the Plate in Great Subduction Zone Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 98, B7, 11953- 11966.

Ek 1'in Devamı

- McCenzie, D., 1978, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions, *G. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Molnar, P., Lyan-Caen H., 1989, Fault Plane Solutions for Earthquakes and Active Tectonics of the Tibetan Plateau and its Margins, *G. J. Int.* 99, 123-153.
- Nelson, M.R., McCaffrey, R. and Molnar, P., 1987, Source Parameters for 11 Earthquakes in the Tien Shan, Centered Asia, Determined by P and SH Waveform Inversion, *J. Geophys. Res.*, 92, 12, 629-12, 648.
- Nicolas, M., Santoire, J. P. and Delpéch, P.Y., 1990, Intraplate Seismicity; New Seismotectonic Data in Western Europe, *Tectonophysics*, 179, 27-53.
- Nishenko, S. P. and Kalfa A. L., 1982, Earthquake Focal Mechanisms at the Intraplate Setting of the Bermuda Rise, *J. Geophys. Res.*, 87, B5, 3929-3941.
- Nurt, R. G., 1977, Seismic Moment, Source Dimensions and Stresses Associated with Earthquakes in the Mediterranean and Middle East, *G. J. R. Astr. Soc.*, 48, 137-161.
- Onhaka, M., 1978, Earthquake-Source Parameters Related to Magnitude, *G. J. R. Astr. Soc.*, 55, 45-66.
- Paleyo, A. M. and Wiens D. A., 1989, Seismotectonics and Relative Plate Motions in the Scotia Sea Region, *J. Geophys. Res.*, 94, B6, 7293-7320.
- Paleyo, A. M. and Wiens D. A., 1992, Tsunami Earthquakes: Slow Thrust-Faulting Events in the Accretionary Wedge, *J. Geophys. Res.*, 97, B11, 15321-15337.
- Pacheco, J. F. and Sykes L. R., 1992, Seismic Moment Catalog of Large Shallow Earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 3, 1306-1349.
- Pacheco, J. F., Sykes L. R. and Scholz C. H., 1993, Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type, *J. Geophys. Res.*, 98, B8, 14133-14159.
- Papazachos, B., Kiratzi A. and Papadimitriou E., 1991, Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area, *PAGEOPH*, 136, 4, 405-420.

Ek 1'in Devamı

- Patton, H. J. and Zandt G., 1991, Seismic Moment Tensors of Western U.S. Earthquakes and Implications for the Tectonic Stress Field, *J. Geophys. Res.*, 96, B11, 18245-18259.
- Pysort, P. S., Sroka J. A. and Sacks I. S., 1988, Source Parameters and Scaling Relations for Small Earthquakes in the Matsushiro Region, Southwest Honshu, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2, 571-589.
- Ram, A. and Yadav L., 1984, Focal-Mechanisms Solutions of Earthquakes and Tectonics of the Hindukush Region, *Tectonophysics*, 104, 85-97.
- Richardson, M., and Solomon S. C., 1977, Apparent Stress and Stress Drop for Intraplate Earthquakes and Tectonic Stress in the Plates, *PAGEOPH*, 115, 317-331.
- Rovelli, A., Bonamassa O., Cocco M., Bona M. D. and Mazza S., 1988, Scaling Laws and Spectral Parameters of the Ground Motion in the Active Extensional Areas in Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2, 530-560.
- Rovelli, A., Cocco M., Console R., Alessandrini B. and Mazza S., 1991, Ground Motion Waveforms and Source Spectral Scaling from Close-Distance Accelerograms in a Compressional Regime Area (Friuli, Northeastern Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1, 57-80.
- Scherbaum, F. and Kisslinger, C., 1984, Variations of Apparent Stress Drops Prior to the Earthquake of 6 May 1984 ($m_b=5.8$) in the Adak Seismic Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2577-2592.
- Shudofsky, G. N., 1985, Source Mechanisms and Focal Depths of East African Earthquakes Using Rayleigh-Wave Inversion and Body-Wave Modeling, *G. J. R. Astr. Soc.*, 83, 563-614.
- Singh, S. K. and Ordaz M., 1994, Seismic Energy Release in Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 5, 1533-1550.
- Sipkin, S. A., 1986, Estimation of Earthquake Source Parameters by the Inversion of Waveform Data: Global Seismicity 1981-1983, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 6, 1515-1541.

Ek 1'in Devami

- Solomon, S. C. and Julian B. R., 1974, Seismic Constraints on Ocean-Ridge Mantle Structure Anomalous Fault-Plane Solutions from First Motions, *G. J. R. Astr. Soc.*, 38, 265-285.
- Speciale, M. G., Pennington W. D. and Motumoto T., 1990, The Triple Junction of the North America, Cocos and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics, *Tectonics*, 8, 5, 981-997.
- Stauder, W. and Bollinger G. A., 1966, The S-Wave Project for Focal Mechanism Studies, Earthquakes of 1963, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 6, 1363-1371.
- Stauder, W., 1968, Mechanisms of the Rat Island Earthquake Sequence of February 4, 1965, with Relation to Island Arcs and Sea-Floor Spreading, *J. Geophys. Res.*, 73, 12, 3847-3858.
- Stauder, W., 1975, Subduction of the Nazca Plate Under Peru as Evidenced by Focal Mechanisms and by Seismicity, *J. Geophys. Res.*, 80, 8, 1053- 1064.
- Triep, E. G., Abers G. E. and Lerner-Lam A. L., 1995, Active Thrust front of the Greater Caucasus: The 29 April 1991, Racha Earthquake Sequence and its Tectonic Implications, 100, B7, 4011-4033.
- Tselentis, G. A., Stavrakakis, G., Makropoulas, K., Latausakis J. and Drakapoulas J., 1988, Seismic Moments of Earthquakes at the Western Hellenic Arc and Their Application to the Seismic Hazard of the Area, *Tectonophysics*, 148, 73-82.
- Wagner, G. S. and Langstone, C. A., 1988, East African Earthquake Body Wave Inversion with Implications for Continental Structure and Deformation, *J. Geophys. Res.*, 94, 503-518.
- Walker, D. A., McCreery C. S. and Hiyoshi Y., 1992, T-Phase Spectra Seismic Moments and Tsunamigenesis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 3, 1275-1305.
- Wiens, D. A., 1989, Bathymetric Effects on Body Waveforms from Shallow Subduction Zone Earthquakes an Application to Seismic Processes in the Kurile Trench, *J. Geophys. Res.*, 94, 2955-2972.
- Wiens, D. A. and Stain S., 1984, Intraplate Seismicity and Stress in Young Oceanic Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 89, 11,442-11.

Ek 1'in Devamı

Wyss, M. and Brune, J. N., 1968, Seismic Moment, Stress and Source Dimensions for Earthquakes in the California-Nevada Region, *J. Geophys. Res.*, 73, 4681-4694.

Wyss M., 1970, Apparent Stresses of Earthquakes on Ridges Compared to Apparent Stresses of Earthquakes in Trenches, *J. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 19, 479-484.

Zobin, V. M. and Ivanova E. I., 1968, Aftershocks of Shallow Earthquakes Near Kamchatka Peninsula, *J. Geophys. Res.*, 108, 749-757.



EK 2. Bu kısımda, dünyanın değişik bölgelerinde meydana gelen depremlere ait farklı magnitüd türleri için geliştirilen doğrusal ilişkiler verilmektedir. Herhangi bir bölgede, veri sayısının 10'dan az olması durumunda elde edilen bağıntılar ve söz konusu magnitüd türlerinin her ikisini içermeyen bölgeler tablolarda verilmemiştir.

(a) m_b ve M_s arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve M_s Arasındaki ilişki
Bölge 1	1077	$m_b = 0.665(\pm 0.012) M_s + 2.009(\pm 0.059)$
Bölge 2	767	$m_b = 0.557(\pm 0.015) M_s + 2.424(\pm 0.074)$
Bölge 3	17	$m_b = 0.794(\pm 0.082) M_s + 1.236(\pm 0.398)$
Bölge 4	560	$m_b = 0.458(\pm 0.017) M_s + 2.744(\pm 0.076)$
Bölge 5	122	$m_b = 0.394(\pm 0.084) M_s + 3.412(\pm 0.393)$
Bölge 6	17	$m_b = 0.732(\pm 0.079) M_s + 1.893(\pm 0.387)$
Bölge 7	99	$m_b = 0.529(\pm 0.043) M_s + 2.478(\pm 0.218)$
Bölge 8	97	$m_b = 0.694(\pm 0.030) M_s + 1.795(\pm 0.148)$
Bölge 9	600	$m_b = 0.590(\pm 0.013) M_s + 2.169(\pm 0.058)$
Bölge 10	536	$m_b = 0.514(\pm 0.015) M_s + 2.660(\pm 0.068)$
Bölge 11	1184	$m_b = 0.598(\pm 0.012) M_s + 2.327(\pm 0.062)$
Bölge 12	2166	$m_b = 0.631(\pm 0.007) M_s + 2.124(\pm 0.038)$
Bölge 13	2498	$m_b = 0.642(\pm 0.007) M_s + 2.086(\pm 0.037)$
Bölge 14	1166	$m_b = 0.573(\pm 0.010) M_s + 2.348(\pm 0.046)$
Bölge 15	328	$m_b = 0.623(\pm 0.018) M_s + 2.210(\pm 0.086)$
Bölge 16	1879	$m_b = 0.611(\pm 0.110) M_s + 2.082(\pm 0.570)$
Bölge 17	633	$m_b = 0.439(\pm 0.022) M_s + 2.859(\pm 0.110)$
Bölge 18	589	$m_b = 0.641(\pm 0.015) M_s + 2.123(\pm 0.079)$
Bölge 19	923	$m_b = 0.538(\pm 0.014) M_s + 2.446(\pm 0.070)$
Bölge 20	199	$m_b = 0.472(\pm 0.028) M_s + 2.887(\pm 0.143)$
Bölge 21	276	$m_b = 0.531(\pm 0.029) M_s + 2.535(\pm 0.144)$
Bölge 22	677	$m_b = 0.558(\pm 0.015) M_s + 2.513(\pm 0.076)$
Bölge 23	2754	$m_b = 0.608(\pm 0.007) M_s + 2.200(\pm 0.038)$
Bölge 24	26	$m_b = 0.583(\pm 0.081) M_s + 2.518(\pm 0.443)$
Bölge 25	119	$m_b = 0.394(\pm 0.066) M_s + 3.111(\pm 0.359)$
Bölge 26	308	$m_b = 0.610(\pm 0.024) M_s + 2.269(\pm 0.131)$
Bölge 27	195	$m_b = 0.580(\pm 0.035) M_s + 2.320(\pm 0.183)$
Bölge 28	340	$m_b = 0.516(\pm 0.026) M_s + 2.459(\pm 0.141)$

Ek 2'nin Devamı

(b) m_b ve M_D arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve M_D Arasındaki ilişki
Bölge 1	1	
Bölge 2	83	$m_b = 0.941(\pm 0.067) M_D + 0.234(\pm 0.275)$
Bölge 4	17	$m_b = 0.591(\pm 0.307) M_D + 1.969(\pm 0.065)$
Bölge 5	1	
Bölge 6	2	
Bölge 7	222	$m_b = 0.834(\pm 0.043) M_D + 0.656(\pm 0.174)$
Bölge 8	21	$m_b = 1.076(\pm 0.157) M_D - 0.432(\pm 0.175)$
Bölge 9	605	$m_b = 1.864(\pm 0.026) M_D + 0.618(\pm 0.107)$
Bölge 11	6	
Bölge 14	163	$m_b = 0.815(\pm 0.048) M_D + 0.877(\pm 0.224)$
Bölge 15	162	$m_b = 0.877(\pm 0.040) M_D + 0.530(\pm 0.172)$
Bölge 16	8	
Bölge 18	51	$m_b = 1.166(\pm 0.130) M_D - 0.813(\pm 0.018)$
Bölge 20	28	$m_b = 1.450(\pm 0.162) M_D - 1.935(\pm 0.069)$
Bölge 24	3	

(c) m_b ve M_L arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve M_L Arasındaki ilişki
Bölge 1	1881	$m_b = 0.826(\pm 0.013) M_L + 0.853(\pm 0.057)$
Bölge 3	2	
Bölge 4	9	
Bölge 6	11	$m_b = 0.816(\pm 0.284) M_L + 0.895(\pm 0.201)$
Bölge 7	1066	$m_b = 0.522(\pm 0.022) M_L + 2.030(\pm 0.092)$
Bölge 8	9	
Bölge 9	3326	$m_b = 0.723(\pm 0.011) M_L + 1.256(\pm 0.046)$
Bölge 10	41	$m_b = 0.804(\pm 0.108) M_L + 0.967(\pm 0.469)$
Bölge 11	240	$m_b = 0.645(\pm 0.038) M_L + 1.607(\pm 0.170)$
Bölge 12	124	$m_b = 0.676(\pm 0.055) M_L + 1.459(\pm 0.249)$
Bölge 13	8	
Bölge 15	69	$m_b = 0.673(\pm 0.089) M_L + 1.356(\pm 0.375)$
Bölge 16	71	$m_b = 1.090(\pm 0.600) M_L - 0.564(\pm 0.276)$
Bölge 18	1	
Bölge 20	25	$m_b = 0.751(\pm 0.112) M_L + 1.262(\pm 0.532)$
Bölge 23	135	$m_b = 0.804(\pm 0.043) M_L + 0.863(\pm 0.200)$
Bölge 24	23	$m_b = 0.725(\pm 0.164) M_L + 0.777(\pm 0.256)$

Ek 2'nin Devamı

(d) m_b ve m_n arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve m_n Arasındaki ilişki
Bölge 2	14	$m_b = 0.696(\pm 0.206) m_n + 1.339(\pm 0.137)$
Bölge 3	10	$m_b = 0.924(\pm 0.125) m_n + 0.169(\pm 0.380)$
Bölge 6	85	$m_b = 0.375(\pm 0.087) m_n + 2.663(\pm 0.370)$
Bölge 7	4	
Bölge 8	49	$m_b = 0.817(\pm 0.085) m_n + 0.862(\pm 0.340)$
Bölge 9	4	
Bölge 20	49	$m_b = 0.334(\pm 0.095) m_n + 3.070(\pm 0.423)$

(e) m_b ve I arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve I Arasındaki ilişki
Bölge 1	1089	$I = 0.466(\pm 0.044) m_b + 1.196(\pm 0.217)$
Bölge 2	788	$I = 0.810(\pm 0.053) m_b + 1.137(\pm 0.241)$
Bölge 4	12	$I = 1.616(\pm 0.656) m_b - 4.231(\pm 0.492)$
Bölge 5	6	
Bölge 6	88	$I = 0.447(\pm 0.160) m_b + 3.300(\pm 0.197)$
Bölge 7	305	$I = 1.172(\pm 0.116) m_b + 0.546(\pm 0.521)$
Bölge 8	71	$I = 1.270(\pm 0.335) m_b - 1.586(\pm 1.596)$
Bölge 9	222	$I = 1.129(\pm 0.130) m_b + 0.103(\pm 0.577)$
Bölge 10	101	$I = 1.664(\pm 0.221) m_b - 3.223(\pm 0.072)$
Bölge 11	641	$I = 1.031(\pm 0.098) m_b - 1.177(\pm 0.482)$
Bölge 12	1487	$I = 0.580(\pm 0.065) m_b + 0.644(\pm 0.325)$
Bölge 13	2450	$I = 1.073(\pm 0.044) m_b - 1.931(\pm 0.218)$
Bölge 14	461	$I = 1.242(\pm 0.116) m_b - 2.576(\pm 0.561)$
Bölge 15	199	$I = 1.073(\pm 0.141) m_b - 1.470(\pm 0.169)$
Bölge 16	150	$I = 0.383(\pm 0.162) m_b + 1.367(\pm 0.181)$
Bölge 17	4	
Bölge 18	949	$I = 0.951(\pm 0.068) m_b - 1.209(\pm 0.347)$
Bölge 19	11	$I = 1.440(\pm 1.130) m_b - 1.899(\pm 0.557)$
Bölge 20	27	$I = 2.606(\pm 0.400) m_b - 8.324(\pm 0.175)$
Bölge 21	5	
Bölge 22	54	$I = 0.387(\pm 0.246) m_b + 0.910(\pm 0.263)$
Bölge 23	925	$I = 1.108(\pm 0.070) m_b - 2.474(\pm 0.366)$
Bölge 24	9	
Bölge 26	2	

Ek 2'nin Devamı

(f) m_b ve M_{UK} arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	m_b ve M_{UK} Arasındaki ilişki
Bölge 1	284	$m_b = 0.695(\pm 0.029) M_{UK} + 1.561(\pm 0.157)$
Bölge 2	83	$m_b = 0.658(\pm 0.048) M_{UK} + 1.694(\pm 0.247)$
Bölge 3	2	
Bölge 4	18	$m_b = 0.475(\pm 0.117) M_{UK} + 2.682(\pm 0.193)$
Bölge 5	10	$m_b = 0.691(\pm 0.105) M_{UK} + 1.754(\pm 0.165)$
Bölge 6	46	$m_b = 0.440(\pm 0.099) M_{UK} + 2.928(\pm 0.162)$
Bölge 7	38	$m_b = 0.625(\pm 0.049) M_{UK} + 1.655(\pm 0.251)$
Bölge 8	8	
Bölge 9	31	$m_b = 0.610(\pm 0.056) M_{UK} + 1.919(\pm 0.319)$
Bölge 10	23	$m_b = 0.566(\pm 0.118) M_{UK} + 1.997(\pm 0.118)$
Bölge 11	63	$m_b = 0.302(\pm 0.066) M_{UK} + 3.911(\pm 0.394)$
Bölge 12	121	$m_b = 0.473(\pm 0.056) M_{UK} + 2.884(\pm 0.343)$
Bölge 13	221	$m_b = 0.336(\pm 0.037) M_{UK} + 3.729(\pm 0.217)$
Bölge 14	185	$m_b = 0.347(\pm 0.031) M_{UK} + 3.428(\pm 0.174)$
Bölge 15	31	$m_b = 0.448(\pm 0.064) M_{UK} + 2.956(\pm 0.367)$
Bölge 16	294	$m_b = 0.399(\pm 0.026) M_{UK} + 3.250(\pm 0.154)$
Bölge 17	46	$m_b = 0.440(\pm 0.099) M_{UK} + 2.928(\pm 0.262)$
Bölge 18	109	$m_b = 0.311(\pm 0.037) M_{UK} + 3.897(\pm 0.217)$
Bölge 19	25	$m_b = 0.351(\pm 0.146) M_{UK} + 3.596(\pm 0.193)$
Bölge 20	9	
Bölge 21	4	
Bölge 22	38	$m_b = 0.157(\pm 0.139) M_{UK} + 4.969(\pm 0.172)$
Bölge 23	382	$m_b = 0.390(\pm 0.032) M_{UK} + 3.328(\pm 0.195)$
Bölge 24	1	
Bölge 25	8	
Bölge 26	13	$m_b = 0.165(\pm 0.262) M_{UK} + 4.977(\pm 0.551)$
Bölge 27	4	
Bölge 28	13	$m_b = 0.659(\pm 0.341) M_{UK} + 1.576(\pm 0.111)$

(g) M_S ve m_n arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	M_S ve m_n Arasındaki ilişki
Bölge 2	1	
Bölge 3	4	
Bölge 6	7	
Bölge 8	7	
Bölge 20	7	

Ek 2'nin Devamı

(h) M_S ve M_D arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	M_S ve M_D Arasındaki İlişki
Bölge 2	5	
Bölge 4	3	
Bölge 7	16	$M_S = 1.145(\pm 0.190) M_D - 0.953(\pm 0.056)$
Bölge 8	3	
Bölge 9	80	$M_S = 1.261(\pm 0.093) M_D - 1.559(\pm 0.428)$
Bölge 14	71	$M_S = 1.359(\pm 0.107) M_D - 2.076(\pm 0.536)$
Bölge 15	25	$M_S = 1.055(\pm 0.177) M_D - 0.659(\pm 0.188)$
Bölge 16	1	
Bölge 18	9	
Bölge 20	1	

(i) M_S ve I arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	M_S ve I Arasındaki İlişki
Bölge 1	266	$M_S = 0.577(\pm 0.070) I + 2.994(\pm 0.310)$
Bölge 2	187	$M_S = 0.406(\pm 0.056) I + 2.769(\pm 0.315)$
Bölge 4	11	$M_S = 0.230(\pm 0.217) I + 4.520(\pm 0.061)$
Bölge 5	6	
Bölge 6	9	
Bölge 7	47	$M_S = 0.371(\pm 0.064) I + 2.544(\pm 0.445)$
Bölge 8	21	$M_S = 0.214(\pm 0.082) I + 3.803(\pm 0.494)$
Bölge 9	29	$M_S = 0.289(\pm 0.089) I + 3.137(\pm 0.419)$
Bölge 10	51	$M_S = 0.554(\pm 0.090) I + 1.849(\pm 0.539)$
Bölge 11	118	$M_S = 0.395(\pm 0.047) I + 2.837(\pm 0.260)$
Bölge 12	249	$M_S = 0.186(\pm 0.057) I + 4.480(\pm 0.309)$
Bölge 13	295	$M_S = 0.261(\pm 0.041) I + 4.144(\pm 0.220)$
Bölge 14	87	$M_S = 0.403(\pm 0.059) I + 3.375(\pm 0.327)$
Bölge 15	55	$M_S = 0.263(\pm 0.124) I + 4.007(\pm 0.267)$
Bölge 16	64	$M_S = 0.043(\pm 0.051) I + 5.955(\pm 0.264)$
Bölge 17	1	
Bölge 18	163	$M_S = 0.321(\pm 0.063) I + 3.971(\pm 0.325)$
Bölge 19	4	
Bölge 20	5	
Bölge 21	1	
Bölge 22	6	
Bölge 23	187	$M_S = 0.300(\pm 0.041) I + 4.611(\pm 0.207)$
Bölge 24	3	
Bölge 26	2	

Ek 2'nin Devamı

(j) M_S ve M_L arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	M_S ve M_L Arasındaki ilişki
Bölge 1	403	$M_S = 0.811(\pm 0.040) M_L + 0.783(\pm 0.206)$
Bölge 2	432	$M_S = 0.904(\pm 0.040) M_L + 0.063(\pm 0.206)$
Bölge 4	1	
Bölge 7	63	$M_S = 0.875(\pm 0.138) M_L + 0.362(\pm 0.108)$
Bölge 8	1	
Bölge 9	399	$M_S = 1.112(\pm 0.041) M_L - 0.779(\pm 0.193)$
Bölge 10	7	
Bölge 11	33	$M_S = 0.520(\pm 0.145) M_L + 1.820(\pm 0.224)$
Bölge 12	19	$M_S = 0.822(\pm 0.169) M_L + 0.672(\pm 0.121)$
Bölge 13	3	
Bölge 14	2	
Bölge 15	11	$M_S = 1.544(\pm 0.061) M_L - 3.230(\pm 0.437)$
Bölge 16	19	$M_S = 0.881(\pm 0.128) M_L + 0.311(\pm 0.301)$
Bölge 20	5	
Bölge 23	32	$M_S = 1.266(\pm 0.144) M_L - 1.797(\pm 0.177)$

(k) M_S ve M_w arasında elde edilen ilişkiler.

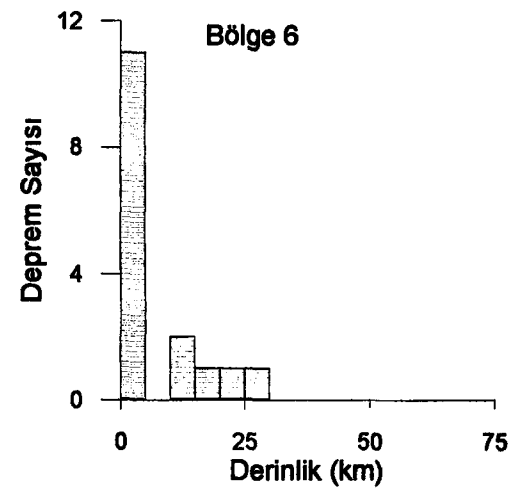
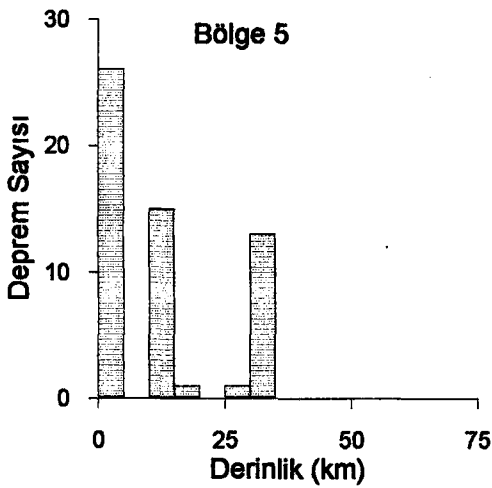
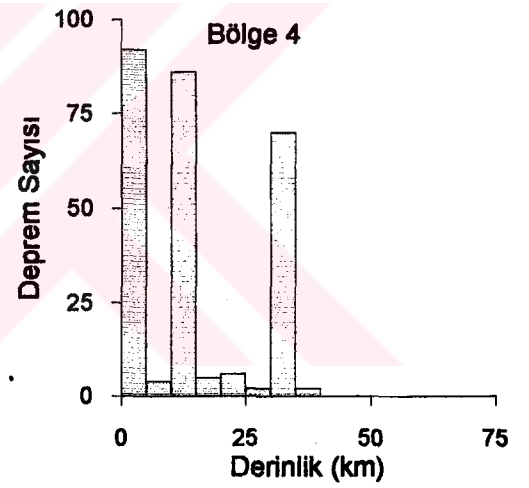
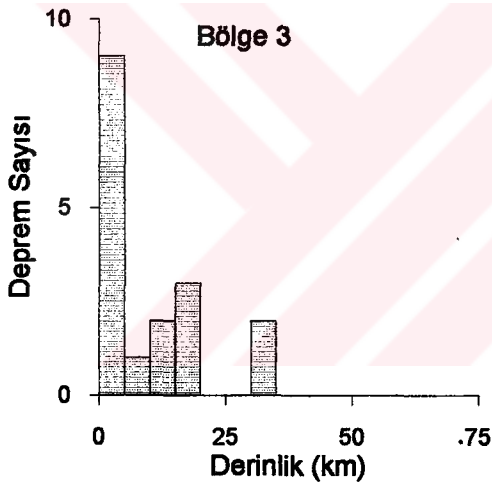
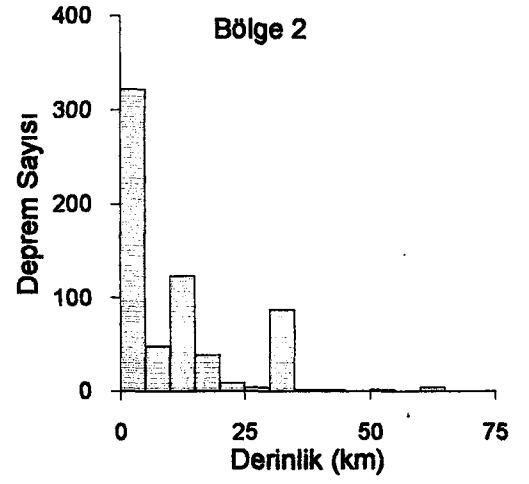
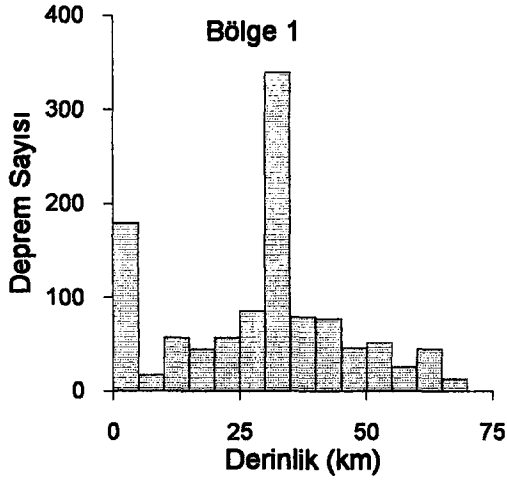
Bölge	Veri Sayısı	M_S ve M_w Arasındaki ilişki
Bölge 1	30	$M_S = 0.622(\pm 0.180) M_w + 2.683(\pm 0.134)$
Bölge 2	10	$M_S = 0.838(\pm 0.219) M_w + 1.242(\pm 0.400)$
Bölge 3	1	
Bölge 6	1	
Bölge 8	4	
Bölge 9	11	$M_S = 0.554(\pm 0.171) M_w + 3.240(\pm 0.227)$
Bölge 10	5	
Bölge 11	30	$M_S = 0.624(\pm 0.085) M_w + 2.767(\pm 0.029)$
Bölge 12	48	$M_S = 0.756(\pm 0.074) M_w + 1.736(\pm 0.541)$
Bölge 13	48	$M_S = 0.859(\pm 0.052) M_w + 0.959(\pm 0.391)$
Bölge 14	350	$M_S = 0.905(\pm 0.077) M_w + 0.621(\pm 0.576)$
Bölge 15	3	
Bölge 16	24	$M_S = 0.769(\pm 0.110) M_w + 1.668(\pm 0.128)$
Bölge 18	25	$M_S = 0.639(\pm 0.087) M_w + 2.585(\pm 0.053)$
Bölge 19	1	
Bölge 21	2	
Bölge 22	12	$M_S = 0.894(\pm 0.046) M_w + 0.722(\pm 0.337)$
Bölge 23	66	$M_S = 0.745(\pm 0.067) M_w + 1.800(\pm 0.491)$
Bölge 26	6	

Ek 2'nin Devamı

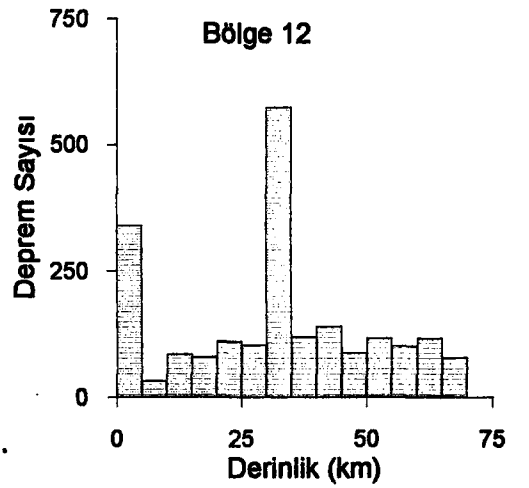
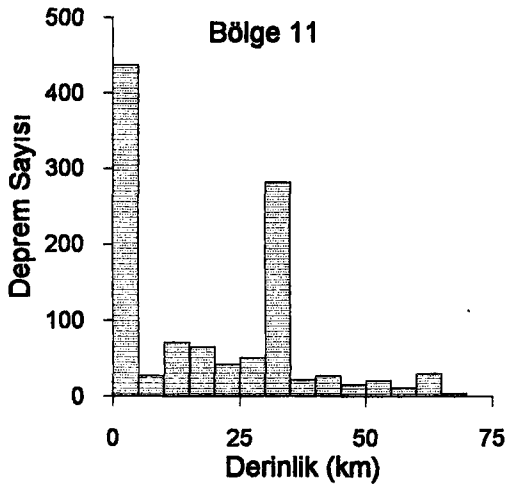
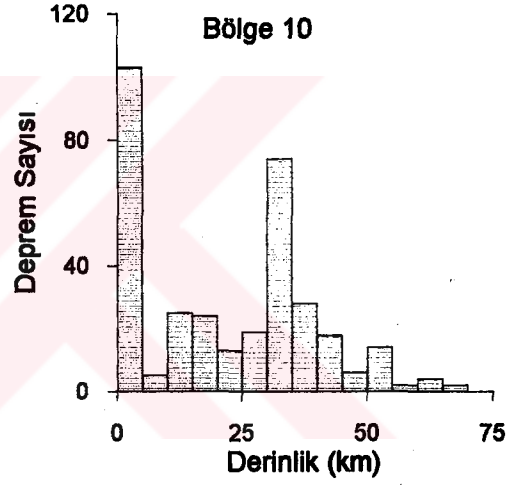
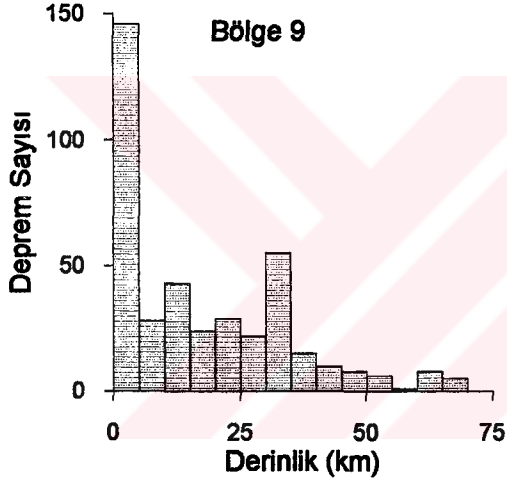
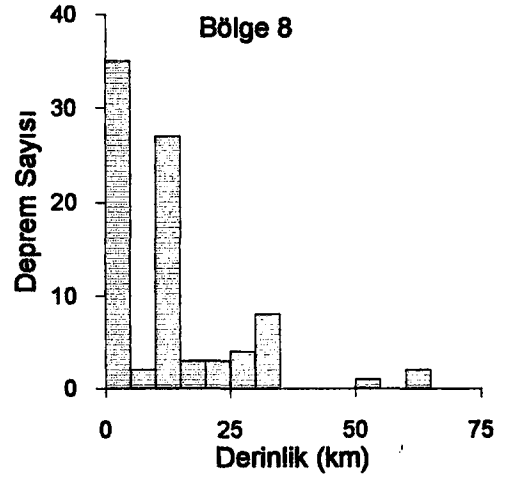
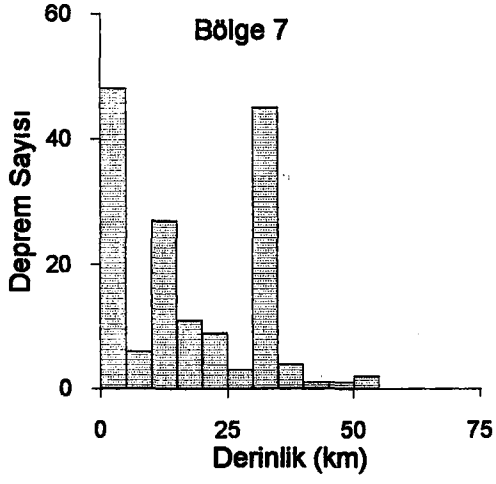
(I) M_S ve M_{UK} arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	M_S ve M_{UK} Arasındaki ilişki
Bölge 1	85	$M_{UK} = 0.806 (\pm 0.061) M_S + 1.117 (\pm 0.348)$
Bölge 2	25	$M_{UK} = 0.606 (\pm 0.101) M_S + 2.340 (\pm 0.565)$
Bölge 3	2	
Bölge 4	14	$M_{UK} = 0.824 (\pm 0.158) M_S + 1.144 (\pm 0.029)$
Bölge 5	7	
Bölge 6	4	
Bölge 7	13	$M_{UK} = 0.893 (\pm 0.100) M_S + 0.825 (\pm 0.591)$
Bölge 8	4	
Bölge 9	16	$M_{UK} = 0.906 (\pm 0.073) M_S + 0.727 (\pm 0.440)$
Bölge 10	10	$M_{UK} = 1.041 (\pm 0.107) M_S - 0.061 (\pm 0.477)$
Bölge 11	22	$M_{UK} = 0.200 (\pm 0.096) M_S + 5.103 (\pm 0.556)$
Bölge 12	60	$M_{UK} = 1.062 (\pm 0.074) M_S - 0.340 (\pm 0.459)$
Bölge 13	105	$M_{UK} = 0.844 (\pm 0.070) M_S + 0.915 (\pm 0.413)$
Bölge 14	93	$M_{UK} = 0.926 (\pm 0.061) M_S + 0.531 (\pm 0.347)$
Bölge 15	15	$M_{UK} = 1.136 (\pm 0.142) M_S - 0.784 (\pm 0.325)$
Bölge 16	152	$M_{UK} = 0.955 (\pm 0.041) M_S + 0.324 (\pm 0.239)$
Bölge 17	31	$M_{UK} = 1.069 (\pm 0.146) M_S - 0.234 (\pm 0.124)$
Bölge 18	37	$M_{UK} = 0.903 (\pm 0.098) M_S + 0.477 (\pm 0.592)$
Bölge 19	20	$M_{UK} = 0.768 (\pm 0.138) M_S + 1.479 (\pm 0.129)$
Bölge 20	5	
Bölge 21	3	
Bölge 22	24	$M_{UK} = 0.730 (\pm 0.112) M_S + 1.695 (\pm 0.307)$
Bölge 23	201	$M_{UK} = 0.900 (\pm 0.042) M_S + 0.657 (\pm 0.258)$
Bölge 24	1	
Bölge 25	6	
Bölge 26	6	
Bölge 27	4	
Bölge 28	9	

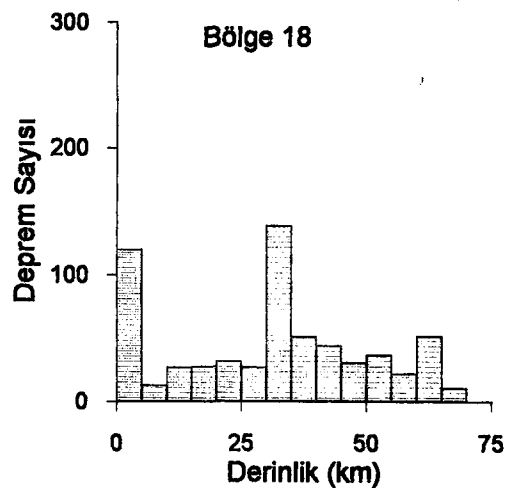
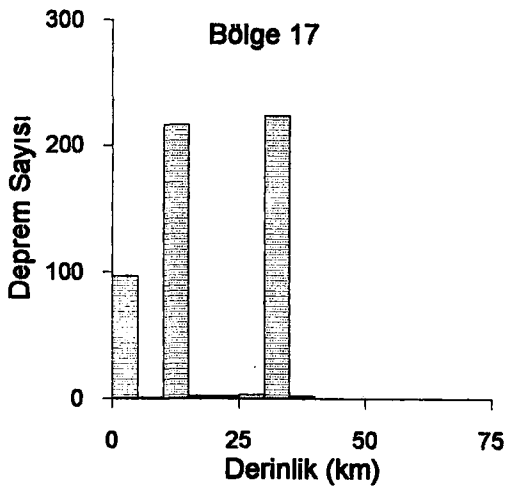
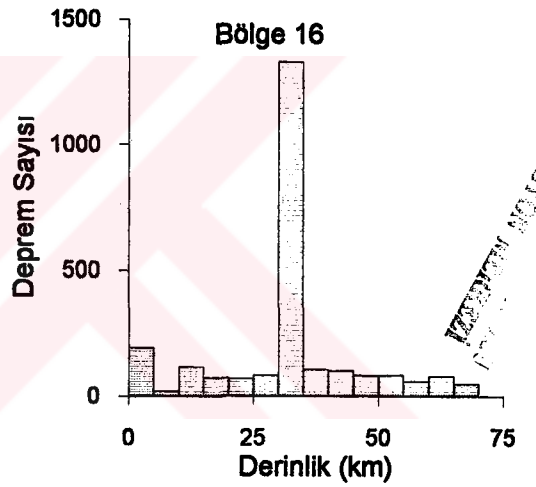
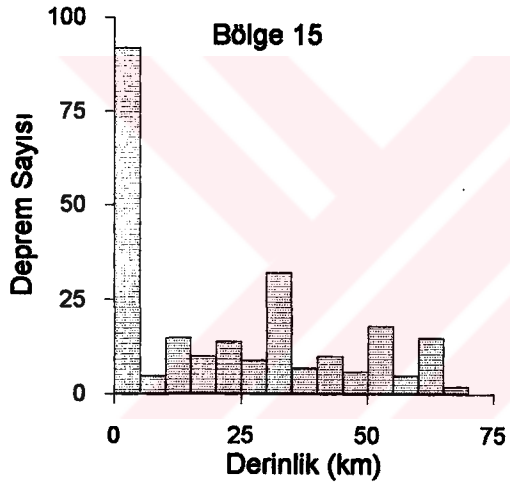
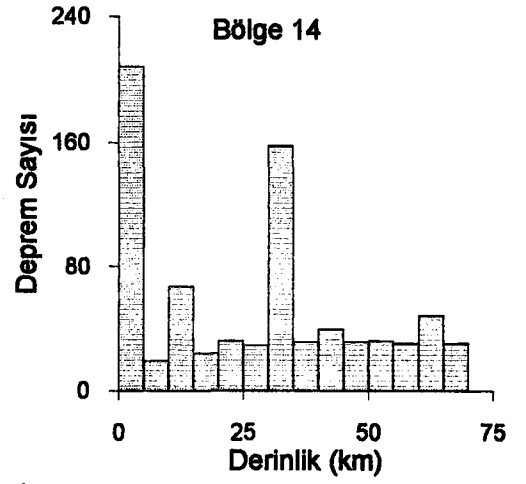
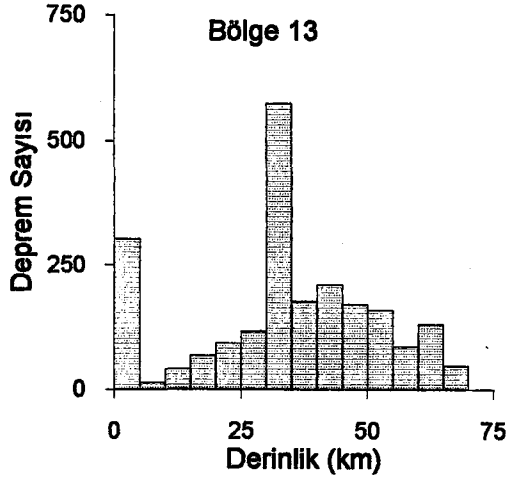
EK 3. 28 farklı bölge için $M_S \geq 5.0$ olan sığ depremlerin derinlikle deprem sayısının değişimi.



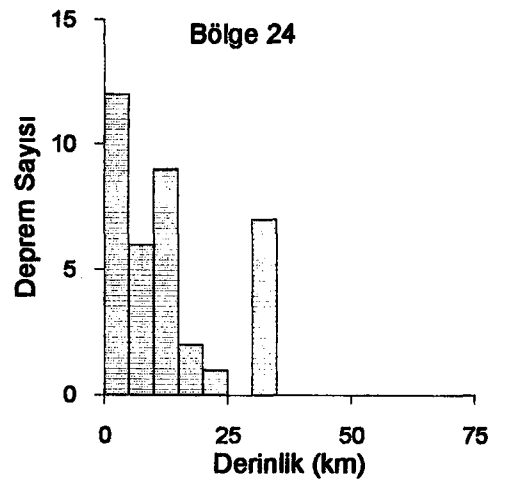
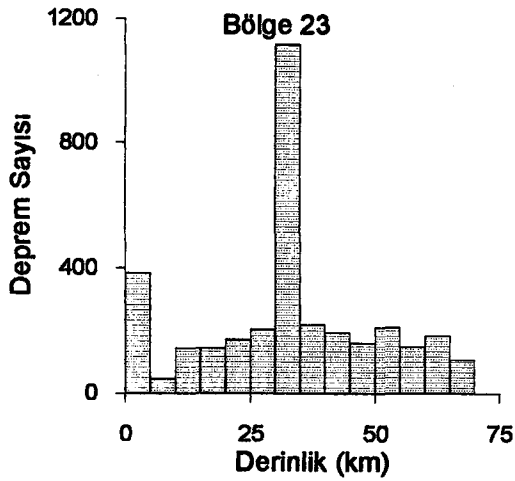
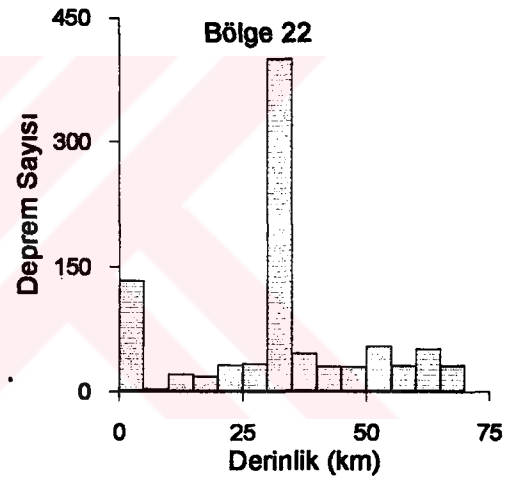
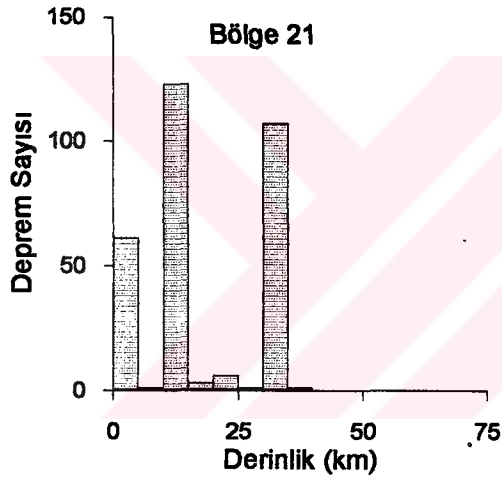
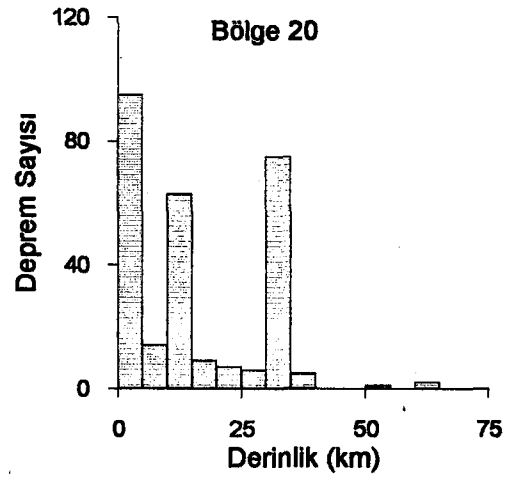
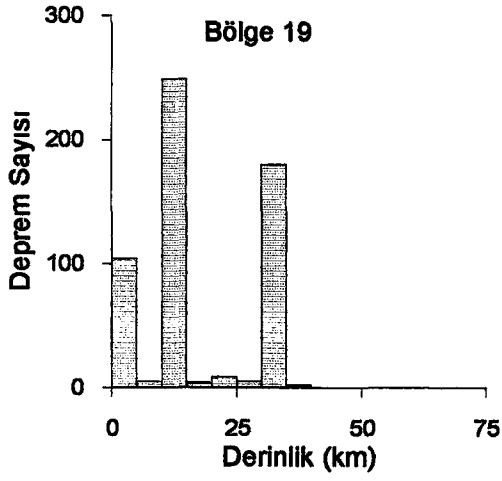
Ek 3'ün Devamı



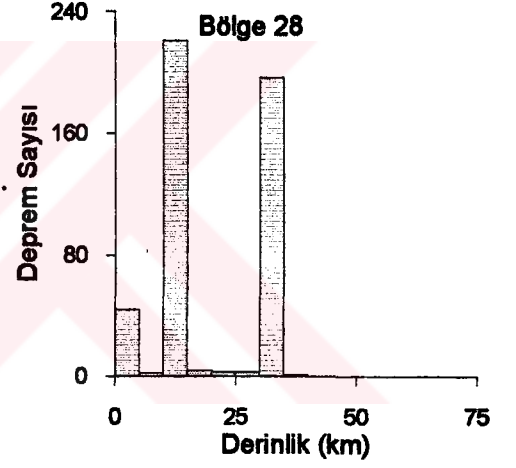
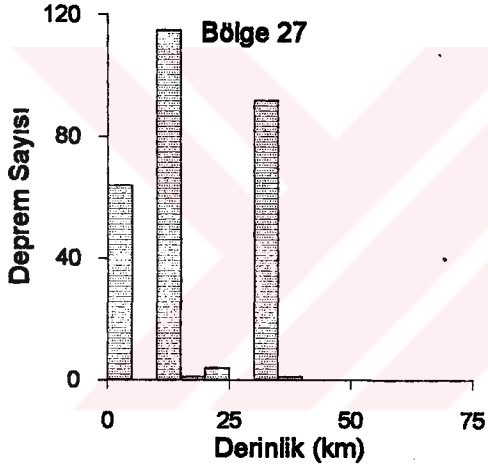
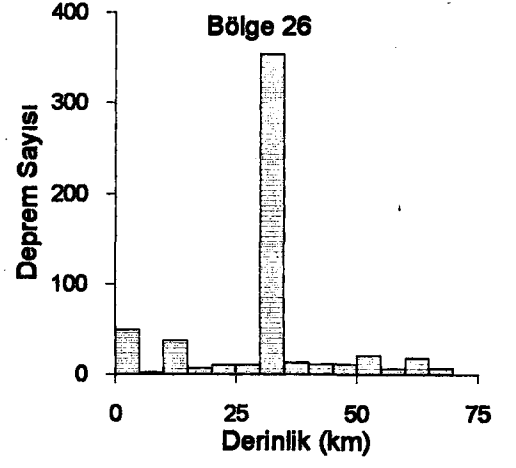
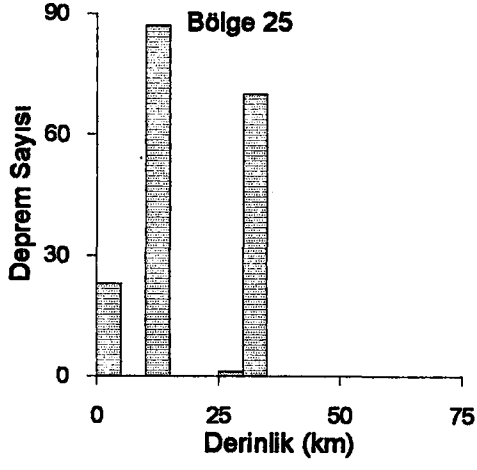
Ek 3'ün Devamı



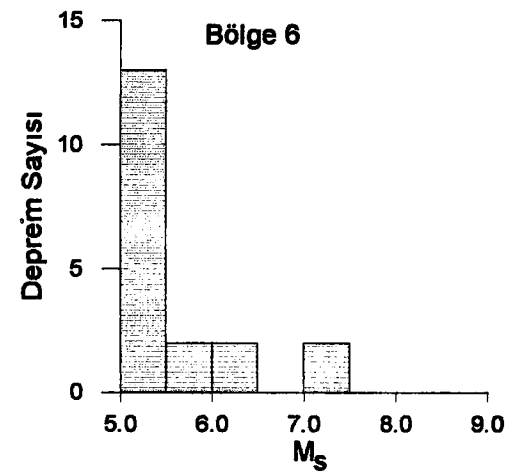
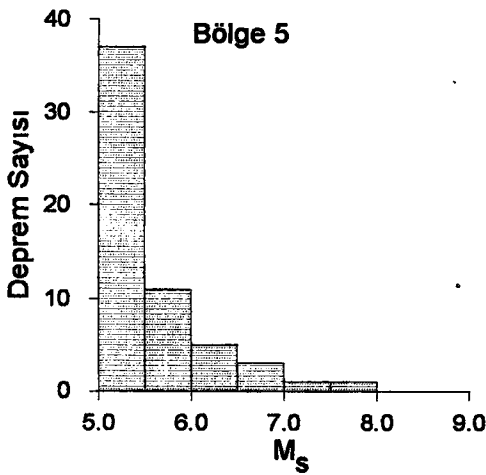
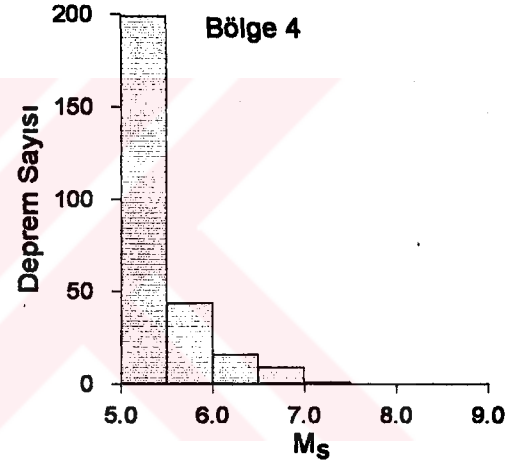
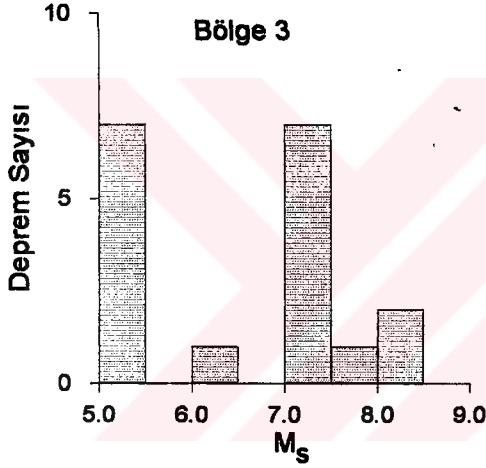
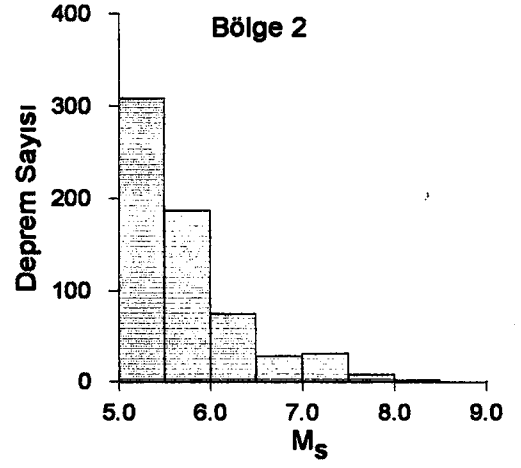
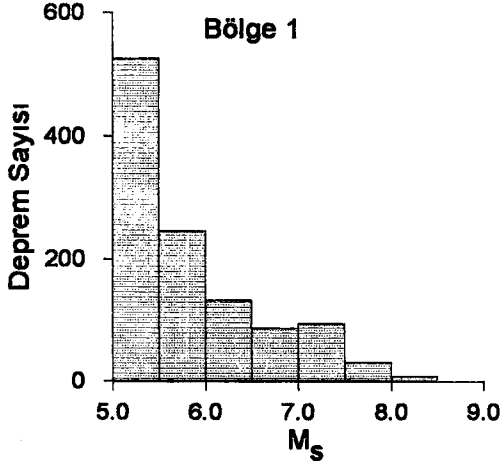
Ek 3'ün Devamı



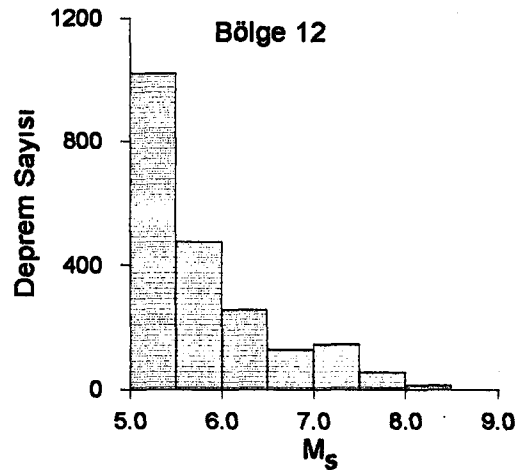
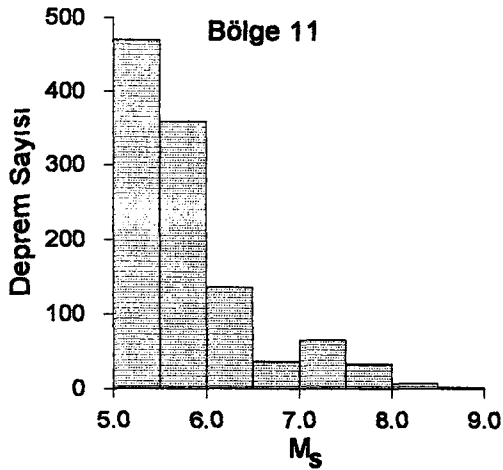
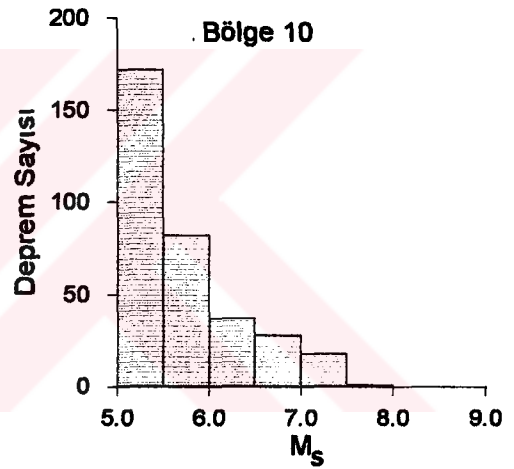
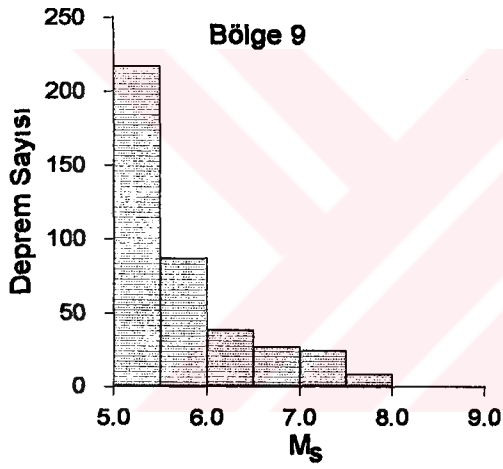
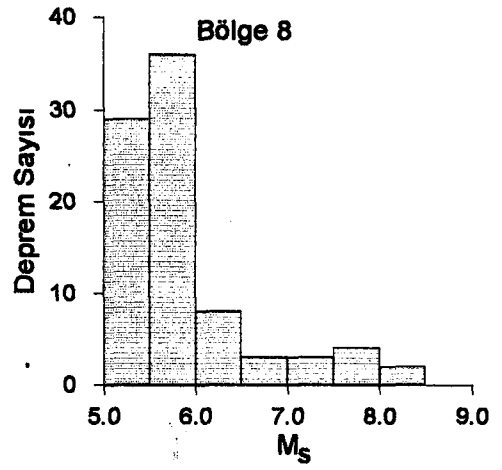
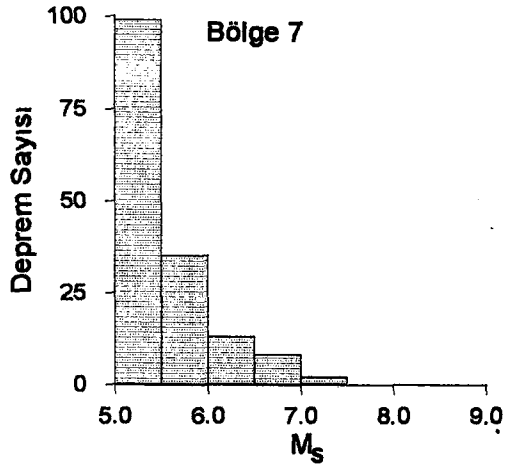
Ek 3'ün Devamı



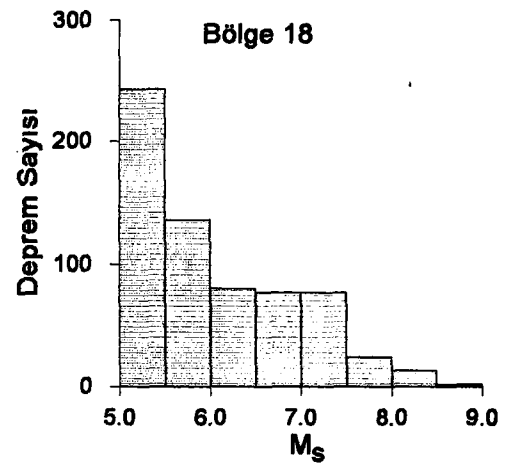
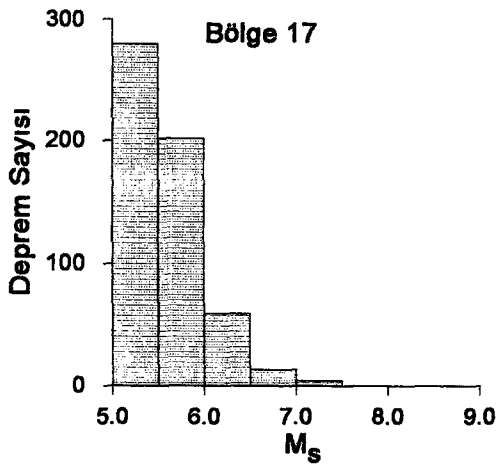
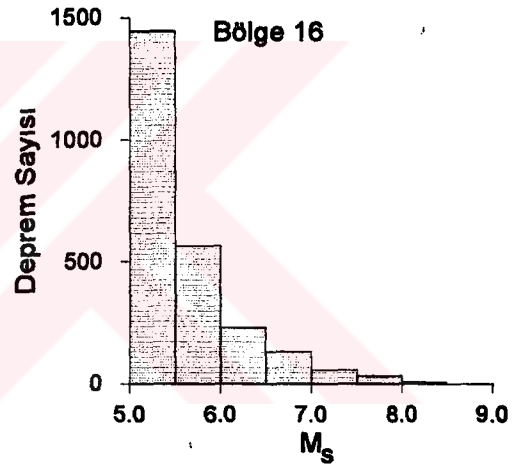
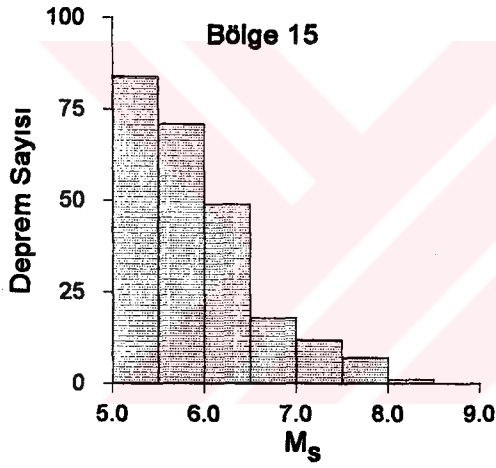
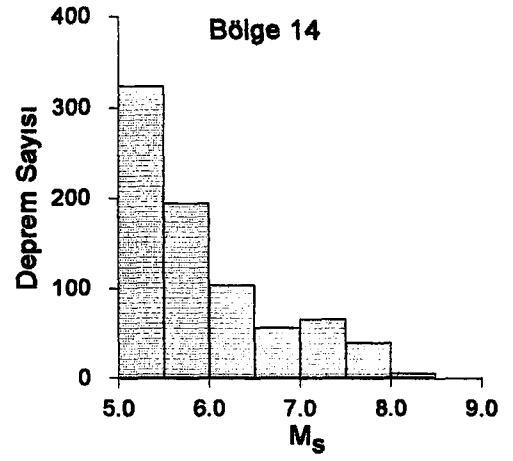
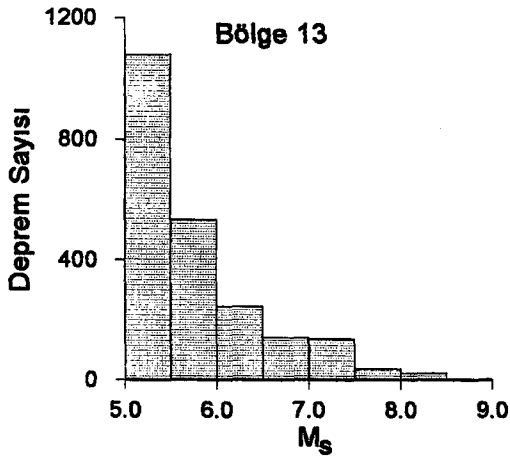
EK 4. 28 farklı bölgede oluşan sığ depremlerin magnitüd-deprem sayısı dağılımı.



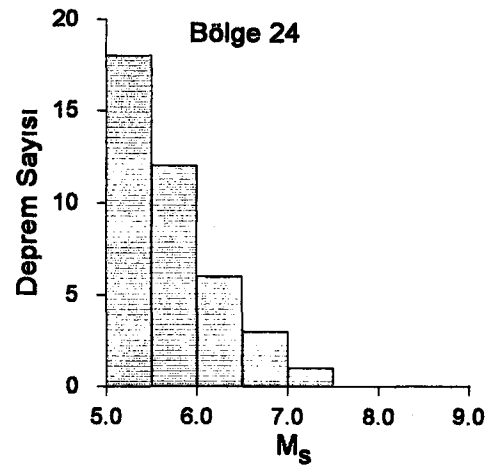
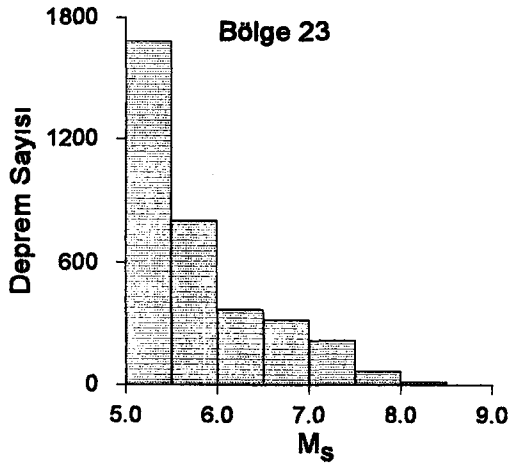
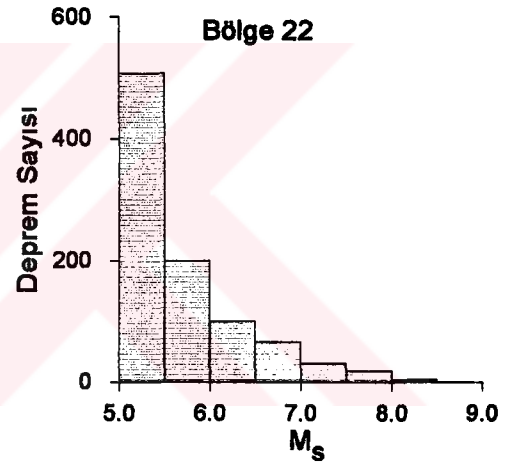
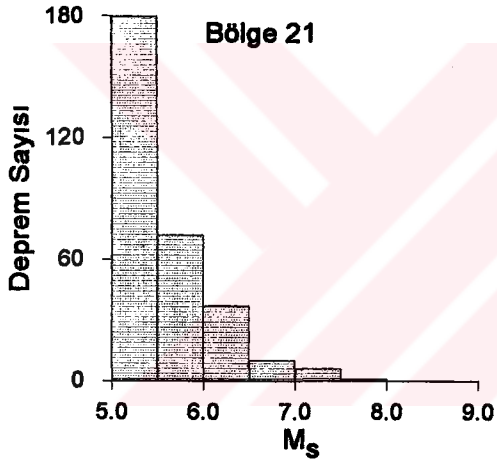
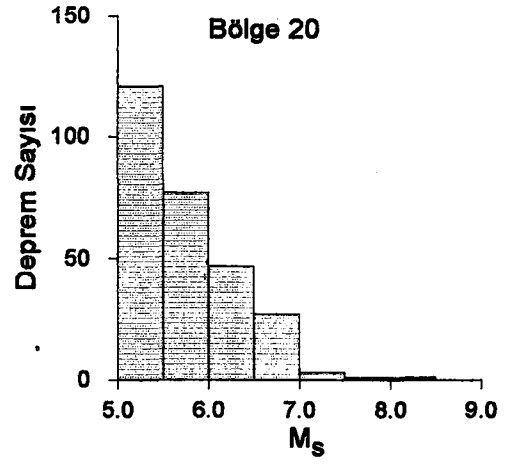
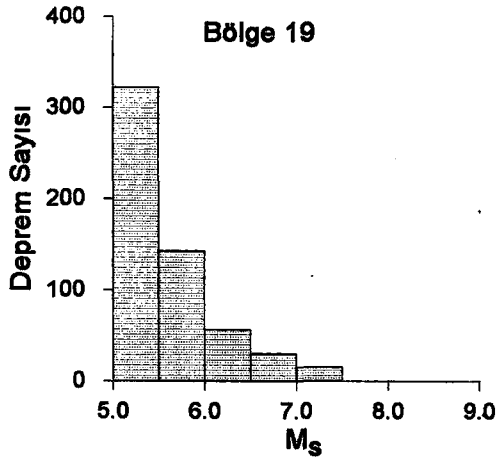
Ek 4'ün Devamı



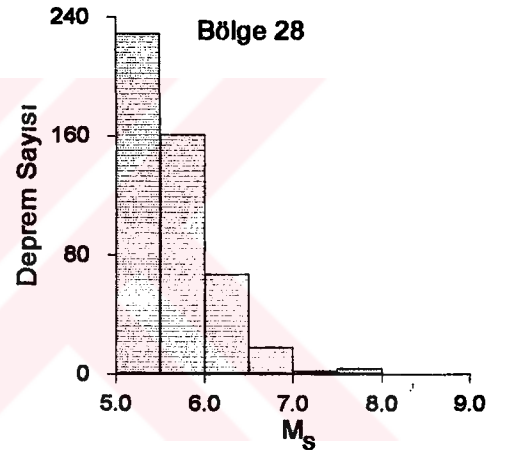
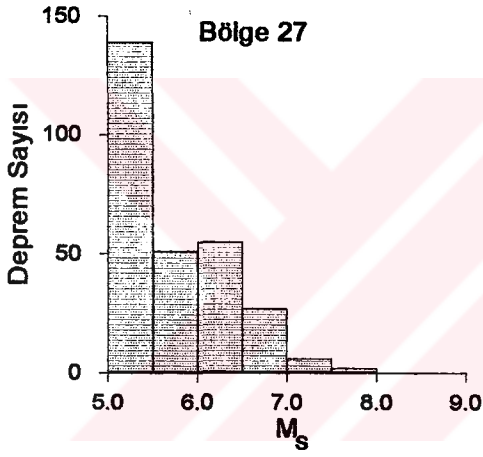
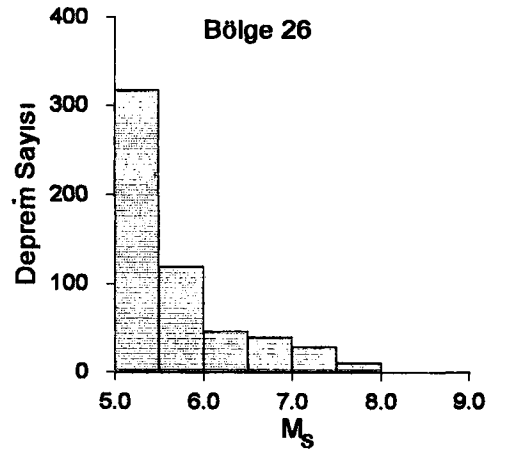
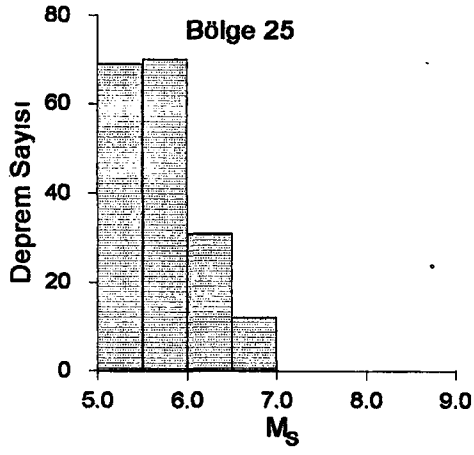
Ek 4'ün Devamı



Ek 4'ün Devamı



Ek 4'ün Devamı



EK 5. Farklı 28 bölge için $\text{Log}M_0$ ve M_s arasında elde edilen doğrusal ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	$\text{Log}M_0 - M_s$ ilişkisi
Bölge 1	223	$\text{Log}M_0 = 1.20 M_s + 18.23$
Bölge 2	70	$\text{Log}M_0 = 1.12 M_s + 18.46$
Bölge 3	1	
Bölge 4	45	$\text{Log}M_0 = 1.26 M_s + 17.59$
Bölge 5	7	$\text{Log}M_0 = 1.29 M_s + 17.58$
Bölge 6	1	
Bölge 7	26	$\text{Log}M_0 = 1.19 M_s + 18.00$
Bölge 8	8	$\text{Log}M_0 = 1.01 M_s + 19.19$
Bölge 9	73	$\text{Log}M_0 = 1.15 M_s + 18.35$
Bölge 10	61	$\text{Log}M_0 = 1.06 M_s + 18.87$
Bölge 11	116	$\text{Log}M_0 = 1.08 M_s + 18.59$
Bölge 12	435	$\text{Log}M_0 = 1.21 M_s + 18.03$
Bölge 13	538	$\text{Log}M_0 = 1.26 M_s + 17.69$
Bölge 14	158	$\text{Log}M_0 = 1.20 M_s + 18.15$
Bölge 15	27	$\text{Log}M_0 = 1.06 M_s + 18.91$
Bölge 16	636	$\text{Log}M_0 = 1.11 M_s + 18.47$
Bölge 17	87	$\text{Log}M_0 = 0.90 M_s + 19.55$
Bölge 18	142	$\text{Log}M_0 = 1.35 M_s + 17.37$
Bölge 19	136	$\text{Log}M_0 = 1.17 M_s + 18.26$
Bölge 20	42	$\text{Log}M_0 = 1.16 M_s + 18.37$
Bölge 21	61	$\text{Log}M_0 = 1.14 M_s + 18.44$
Bölge 22	162	$\text{Log}M_0 = 1.24 M_s + 17.90$
Bölge 23	689	$\text{Log}M_0 = 1.13 M_s + 18.50$
Bölge 24	5	$\text{Log}M_0 = 1.19 M_s + 17.91$
Bölge 25	30	$\text{Log}M_0 = 0.75 M_s + 20.67$
Bölge 26	93	$\text{Log}M_0 = 1.15 M_s + 18.40$
Bölge 27	56	$\text{Log}M_0 = 1.21 M_s + 18.00$
Bölge 28	84	$\text{Log}M_0 = 1.14 M_s + 18.34$

EK 6. Farklı bölgeler için $\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0 / M_s$ arasında elde edilen ilişkiler.

Bölge	Veri Sayısı	$\Delta\sigma$ - $\text{Log}M_0 / M_s$ ilişkisi
Bölge 1	223	$\Delta\sigma=\exp(-1.46*(\text{Log}M_0 / M_s)+9.23)$
Bölge 2	70	$\Delta\sigma=\exp(-1.71*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.89)$
Bölge 4	45	$\Delta\sigma=\exp(-2.01*(\text{Log}M_0 / M_s)+12.56)$
Bölge 9	73	$\Delta\sigma=\exp(-1.59*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.89)$
Bölge 10	61	$\Delta\sigma=\exp(-2.05*(\text{Log}M_0 / M_s)+12.22)$
Bölge 11	116	$\Delta\sigma=\exp(-1.91*(\text{Log}M_0 / M_s)+11.81)$
Bölge 12	435	$\Delta\sigma=\exp(-1.54*(\text{Log}M_0 / M_s)+9.85)$
Bölge 13	538	$\Delta\sigma=\exp(-1.31*(\text{Log}M_0 / M_s)+9.05)$
Bölge 14	158	$\Delta\sigma=\exp(-1.36*(\text{Log}M_0 / M_s)+8.92)$
Bölge 15	27	$\Delta\sigma=\exp(-1.90*(\text{Log}M_0 / M_s)+11.46)$
Bölge 16	636	$\Delta\sigma=\exp(-1.83*(\text{Log}M_0 / M_s)+11.42)$
Bölge 17	87	$\Delta\sigma=\exp(-2.48*(\text{Log}M_0 / M_s)+13.99)$
Bölge 18	142	$\Delta\sigma=\exp(-1.17*(\text{Log}M_0 / M_s)+8.06)$
Bölge 19	136	$\Delta\sigma=\exp(-1.77*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.96)$
Bölge 21	61	$\Delta\sigma=\exp(-1.62*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.28)$
Bölge 22	162	$\Delta\sigma=\exp(-1.46*(\text{Log}M_0 / M_s)+9.47)$
Bölge 23	689	$\Delta\sigma=\exp(-1.75*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.78)$
Bölge 25	30	$\Delta\sigma=\exp(-3.32*(\text{Log}M_0 / M_s)+17.71)$
Bölge 26	93	$\Delta\sigma=\exp(-1.65*(\text{Log}M_0 / M_s)+10.36)$
Bölge 27	56	$\Delta\sigma=\exp(-1.81*(\text{Log}M_0 / M_s)+11.18)$
Bölge 28	84	$\Delta\sigma=\exp(-1.89*(\text{Log}M_0 / M_s)+11.58)$

7. ÖZGEÇMİŞ

06.09.1966 tarihinde Erzurum'un Horasan ilçesinde doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Erzurum'da tamamladı. 1986'da ÖSYS sınavıyla Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne girmeye hak kazandı. 1990 yılında lisans eğitimini tamamladı. Aynı yıl mezun olduğu bölümde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya ve K. T. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı. Ocak 1994'de "İki ve Üç Boyutlu Akustik Dalga Yayılımının Sonlu Farklar, Hartley ve Fourier Metodları İle Modellenmesi" konusundaki yüksek lisans tezini tamamladı. Şubat 1994' de K. T. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında doktora eğitimine başladı. 1992'de evlendi ve Oğuzhan ve Bahadır isimli iki çocuk babasıdır.

