

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TÜRKİYE’NİN GÜNCEL DEPREMSELLİĞİ VE DEPREM
TEHLİKESİ**

Tuğçe ÖNCEL

**Danışman
Doç. Dr. Ümit Yalçın KALYONCUOĞLU**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2016**



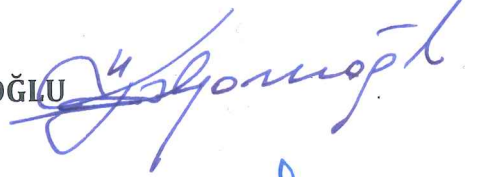
© 2016 [Tuğçe ÖNCEL]

TEZ ONAYI

Tuğçe ÖNCEL tarafından hazırlanan "**Türkiye'nin Güncel Depremsellliği ve Deprem Tehlikesi**" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman

Doç. Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Prof. Dr. Şakir ŞAHİN
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ali AYDIN
Pamukkale Üniversitesi



Enstitü Müdürü

Doç.Dr. Yasin TUNCER

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Tuğçe ÖNCEL



İÇİNDEKİLER

Sayfa

İÇİNDEKİLER	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	x
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ	3
3. TÜRKİYE’NİN JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ	9
3.1. Genel Jeolojisi.....	9
3.2. Türkiye’deki Jeolojik Birimler.....	14
3.2.1. Paleozoik Birimler (545-245 milyon yıl öncesi).....	14
3.2.1.a. Türkiye’deki Prekambriyen Oluşuklar	14
3.2.2. Mezozoik Birimler (65-245 milyon yıl öncesi).....	15
3.2.3. Senozoik Birimler (Günümüz – 65 milyon yıl öncesi)	16
3.2.4. Paleojen (65.5-23.8 milyon yıl öncesi)	16
3.2.5. Neojen (23.8-1.81 milyon yıl öncesi).....	17
3.2.6. Kuaterner (1.81 milyon yıl öncesi – günümüz).....	17
3.3. Türkiye’deki Masifler	17
3.4. Türkiye’de Plütonizma (İç Sokulum ve Soğumalar).....	20
3.5. Türkiye’de Volkanizma.....	21
3.5.1. Batı Anadolu’da Volkanizma.....	21
3.5.2. Orta Anadolu’da Volkanizma	22
3.5.3. Doğu Anadolu Volkanizması	22
3.6. Türkiye’de Orojenik Birlikler	23
3.7. Türkiye’nin Tektoniği	24
3.8. Türkiye’deki Mevcut Faylar.....	27
3.8.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF).....	27
3.8.2. Doğu Anadolu Fayı (DAF)	29
3.8.3. Orta Anadoludaki Belirgin Faylar	30
3.8.4. Batı Anadoludaki Belirgin Faylar	32
3.8.5. Doğu Anadoludaki Belirgin Faylar	38
4. MATERYAL VE METOD	44
4.1. Materyal	44
4.2. Metod	46
4.2.1. Gutenberg-Richter Frekans-Magnitüd İlişkisi	46
4.2.1.1. Gözle Uydurma Yöntemi	48
4.2.1.2. En Küçük Kareler (EKK) Yöntemi.....	48
4.2.1.3. Ağırlıklı (Genelleştirilmiş) En Küçük Kareler Yöntemi.....	50
4.2.1.4. En Büyük Olasılık (Olabilirlik) Yöntemi.....	51
4.2.1.5. Kaltek Yöntemi	52
4.2.2. Deprem Oluşum Modelleri.....	53
4.2.2.1. Poisson Modeli.....	53
4.2.2.2. Markov Modeli	55
4.2.3. Bölgesel Deprem Magnitüdü Belirlenmesinde Teorik M_{min} İşlemleri	57

4.2.3.1. Tate-Pisarenko İşlemi	58
4.2.3.2. Kijko-Sellevol İşlemi (Cramer Yaklaşımı)	60
4.2.3.3.Kijko-Sellevol	63
4.2.3.4. Tate-Pisaregko-Bayes İşlemi	64
4.2.3.5. Kijko-Sellevoll-Bayes İşlemleri.....	65
4.2.3.6. Robson-Whitlock İşlemleri	66
4.2.3.7. Robson-Whitlock-Cooke İşlemleri	67
5. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	69
5.1. Depremsellik	84
5.2. Bölgesel Büyüklük (M_{max})	89
6. SONUÇ VE ÖNERİLER	111
KAYNAKLAR	114
ÖZGEÇMİŞ	124



ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

TÜRKİYE’NİN GÜNCEL DEPREMSELLİĞİ VE DEPREM TEHLİKESİ

Tuğçe ÖNCEL

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fenbilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilimdalı

Danışman: Doç. Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU

Bu çalışmada Türkiye ve yakın çevresinin sismik tehlikesi ve sismisitenin uzaysal dağılımı değerlendirilmiştir. Çalışma alanı 26° - 45° D ve 36° - 42° K enlemlerinde Türkiye ve Akdeniz’i içine alan bölgede yer almaktadır. Bu alan Afrika, Arap ve Avrasya plakalarının kompleks deformasyonları sonucu büyük depremlere sahne olan Dünya’nın en aktif bölgelerinden biridir.

Klasik Gutenberg-Richter frekans-magnitüd ilişkisi ($\log N=a-bM$) depremlerin öncüsü, deprem tehlikesinin değerlendirilmesi ve sismisite ile ilişkili olarak en yaygın kullanılan bağıntıdır. Sismisite ve sismik tehlikelerin belirlenmesinde hayati önem taşıyan giriş parametresi ise deprem kataloglarıdır. Bu amaçla 26° - 45° D ve 36° - 42° K enlem ve boylamları arasında 1964-2014 yılları arasında magnitüdü 4’den büyük ($M \geq 4$) depremlerin ISC ve USGS ağlarınca kaydedilmiş depremler kullanılmıştır. Sismisite parametresi b’nin hesaplanması ve haritalanabilmesi için bu bölge 0.5° D x 0.5° K ve $r=0.5$ yarıçaplı dairesel alt bölgelere ayrılmıştır. Her bir alt bölge için Guthenberg- Richter ilişkisindeki a ve b değerleri Maksimum Likelihood ve Kaltek metodları kullanılarak hesaplanmıştır. Bunlara ek olarak maksimum bölgesel magnitüd M_{max} değeride farklı metodlar kullanılarak hesaplanıp haritalanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Sismisite, Sismik Tehlike, Kaltek Yöntemi, En Büyük Olasılık Yöntemi, Türkiye

2016, 124 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

PRESENT DAY SEISMICITY AND EARTHQUAKE HAZARD OF TURKEY

Tuğçe Öncel

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geophysical Engineering**

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU

In this study, the spatial distributions of seismicity and seismic hazard were assessed for Turkey and its vicinity. The examined area is located between 36–42°N and 26–45°E that includes Turkey and the Mediterranean region. This area is one of the most seismically active regions in the world and has large earthquakes, whose complex deformation results from the continental collision between the African, Arabian and Eurasian plates, along the history.

The classical Gutenberg–Richter frequency–magnitude relation ($\log N = a - bM$) is commonly used, especially in association with earthquake precursors, probabilistic earthquake hazard assessments and seismicity. Earthquake catalogs are an essential input parameter needed to analyze seismicity and seismic hazard. For this purpose, earthquakes that occurred between 1964 and 2014 with magnitudes of $M \geq 4$ recorded from ISC and USGS networks were used in the region 36–42°N and 26–45°E. This region is gridded 0.5°E x 0.5°N with $r = 0.5^\circ$ circular sub-regions for the calculation of seismicity parameters (b-value) and its mapping. In each sub-region, the b value from the Gutenberg–Richter frequency–magnitude relation is calculated using Maximum likelihood and Kaltek method approach. In addition to these, maximum regional magnitude $m_{\max}$ is calculated and mapped using different methods.

Keywords: Seismicity, Seismic Hazard, Kaltek Method, Maximumlikelihood Method, Turkey

2016, 124 pages

TEŞEKKÜR

Bu araştırma için beni yönlendiren, karşılaştığım zorlukları bilgi ve tecrübesi ile aşmamda yardımcı olan, çok değerli danışman hocam Doç. Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU'na en içten dileklerle teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında desteğini esirgemeyen çok değerli Dr. Nurten Ayten UYANIK ve arkadaşlarıma teşekkürü bir borç bilirim.

Bütün bu süre zarfında beni sabırla destekleyen, bekleyen, maddi ve manevi olarak bana en büyük desteği veren annem Tülin ÖNCEL'e; babam Mehmet ÖNCEL'e ve yanımda olmalarının bana güç verdiğine inandığım sevgili diğer tüm aile bireylerime sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Tuğçe ÖNCEL
ISPARTA, 2016

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 3.1. Jeolojik Devirler	14
Şekil 3.2. Türkiye’deki Masifler (Işık, 2012)	18
Şekil 3.3. Türkiye Diri Fay Hatları	27
Şekil 3.4. Kuzey Anadolu Fay Hattı.	29
Şekil 3.5. Doğu Anadolu Fay Hattı.....	30
Şekil 3.6. Ecemiş Fayı.....	31
Şekil 3.7. Güneybatı Türkiye Diri Fay Haritası	35
Şekil 5.1. NORM katalog için tamamlama magnitüdü Mc’nin belirlenmesi	69
Şekil 5.2. 1964-2014 yılları arasındaki NORM katalog için Mc tamamlılık magnitüdü değişimi	70
Şekil 5.3. 1964-2014 yılları arası $M_w \geq 4$ için episantr dağılım haritası.....	70
Şekil 5.4. Çalışma alanı ve civarındaki depremlerin derinliklerine (km) göre dağılımı.....	71
Şekil 5.5. Reasenber 1985 modeline göre kümelenendirme işlemi için gerekli giriş parametreleri penceresidir. Zmap Program Penceresi	72
Şekil 5.6. Türkiye’nin DECL işlemi yapılmış episantr dağılım haritası (1964-2014 yılları arası ve $M_w \geq 4$)	73
Şekil 5.6a. 1964-2014 yılları arasındaki DECL katalog için Mc’nin tamamlılık magnitüdü	73
Şekil 5.7. Çalışma alanı ve civarındaki depremlerin DECL işlemi yapılmış derinlik dağılımı	74
Şekil 5.8. Deprem Sayısı- Derinlik histogramı	75
Şekil 5.9. Magnitüdlere göre deprem sayısı.....	75
Şekil 5.10. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllara göre normal dağılımı	76
Şekil 5.11. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllara göre kümülatif dağılımı	76
Şekil 5.12. 5 ve 5’den büyük depremlerin derinlik dağılımı.....	77
Şekil 5.13. 5 ve 5’den büyük depremlerin magnitüdlere göre deprem sayısı....	78
Şekil 5.14. 1964-2014 yılları arasında meydana gelmiş 5 ve 5’den büyük depremlerin yıllara göre normal dağılımı.....	78
Şekil 5.15. Depremlerin derinliklerine (km) bağlı histogram eğrisi (DECL)	79
Şekil 5.16. DECL işlemi yapılarak magnitüde bağlı deprem sayısını gösteren histogram eğrisi.	80
Şekil 5.17. 1964-2014 yılları arasında DECL işlemi yapılarak elde edilen depremlerin yıllara göre normal dağılımı.....	80
Şekil 5.18. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin DECL işlemi sonucunda elde edilmiş yıllara göre kümülatif dağılımı	81
Şekil 5.19. DECL işlemi sonucunda çalışma alanının 5 ve 5’den büyük depremlerin derinliklerine (km) göre deprem sayısı	82
Şekil 5.20. DECL işlemi sonucunda çalışma alanının 5 ve 5’den büyük depremlerin magnitüdlere göre deprem sayısı	83
Şekil 5.21. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin DECL işlemi sonucunda 5 ve 5’den büyük depremlerin yıllara göre normal dağılımı	83
Şekil 5.22. NORM katalog için b değerinin zamana bağlı değişimi.....	85
Şekil 5.23. DECL katalog için b değerinin zamana bağlı değişimi	86

Şekil 5.24. Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin b-değer dağılımı haritası	87
Şekil 5.25. DECL işlemi sonucunda Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin b- dağılım haritası	87
Şekil 5.26. Maksimum Likelihood Yöntemine göre Türkiye'nin b- değer dağılımı haritası	88
Şekil 5.27. DECL işlemi sonucunda Maksimum Likelihood Yöntemine göre Türkiye'nin b-dağılım haritası	88
Şekil 5.28. Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	90
Şekil 5.29. Kijko-Sellevoll (approx.) yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	91
Şekil 5.30. Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	92
Şekil 5.31. Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	92
Şekil 5.32. Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılımı haritası	93
Şekil 5.33. Çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değeri haritası	94
Şekil 5.34. Çalışma alanının Maksimum Likelihood Yöntemine göre lamda değeri haritası	95
Şekil 5.35 DECL Maksimum Likelihood Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	96
Şekil 5.36. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	96
Şekil 5.37. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	97
Şekil 5.38. DECL Maksimum Likelihood Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	98
Şekil 5.39. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	98
Şekil 5.40. DECL işlemi yapılmış çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değeri haritası	99
Şekil 5.41. Çalışma alanının DECL Maksimum Likelihood Yöntemine göre lamda değeri haritası	100
Şekil 5.42. Kaltek Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	101
Şekil 5.43. Kaltek Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	101
Şekil 5.44. Kaltek Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	102
Şekil 5.45. Kaltek Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer ağılım haritası	103
Şekil 5.46. Kaltek Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	103
Şekil 5.47. Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin gözlemlenen magnitüd değeri haritası	104
Şekil 5.48. Türkiye'nin Kaltek Yöntemine göre lamda değeri haritası	104
Şekil 5.49. Kaltek DECL Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası	105

Şekil 5.50. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası	106
Şekil 5.51. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası	107
Şekil 5.52. Kaltek DECL Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası	107
Şekil 5.53. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası	108
Şekil 5.54. Kaltek DECL Yöntemine göre çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değer haritası	109
Şekil 5.55. Çalışma alanının Kaltek DECL Yöntemine göre lamda değer haritası	109



ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 5.1. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen b değerleri	89
Çizelge 5.2: DECL işlemi uygulanarak elde edilen b değerleri	89
Çizelge 5.3. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen m_{max} değerleri (Maksimum Likelihood Yöntemi).....	94
Çizelge 5.4. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen Lamda değerleri	95
Çizelge 5.5. DECL işlemi uygulanarak elde edilen m_{max} değerleri (Maksimum Likelihood Yöntemi).....	99
Çizelge 5.6. DECL işlemi uygulanarak elde edilen Lamda değerleri.....	100
Çizelge 5.7. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen m_{max} değerleri (Kaltak Yöntemi)	105
Çizelge 5.8. DECL işlemi uygulanarak elde edilen m_{max} değerleri (Kaltak Yöntemi)	110



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AFZAK	Adıyaman Fay Zonu Ana Kırığı
B	Batı
BFS	Başkaynak Fay Seti
BKB	Batı Kuzeybatı
B-KB	Batı-Kuzeybatı
BZZK	Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemi
CDF Fm(m)	Kümülatif Dağılım Fonksiyonu
ÇF	Çakıroğlu Fayı
D	Doğu
DAF	Doğu Anadolu Fayı
DAFS	Doğu Anadolu Fay Sistemi
D-B	Doğu-Batı
DECL	Decluster
DGD	Doğu Güneydoğu
D-GD	Doğu-Güneydoğu
EKK	En Küçük Kareler
G	Güney
GB	Güneybatı
GGD	Güney güneydoğu
GPF	Gökçepelit Fayı
G-R	Gutenberg-Richter
IFS	Işıktepe Fay Seti
ISC	International Seismological Centre
K- S	Kijko-Sellevoll
K	Kuzey
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	Kuzeybatı
KKB	Kuzey Kuzeybatı
K-KD	Kuzey-Kuzeydoğu
K-S-B	Kijko-Sellevoll-Bayes
K-S-C	Kijko-Sellevoll-Cramer
M. S.	Milattan Sonra
mb	Cisim Dalgası Büyüklüğü
mc	Tamamlılık Magnitudü
md	Süreye Bağlı Büyüklük
mL	Yerel (Lokal) Büyüklük
ms	Yüzey Dalgası Büyüklüğü
MTA	Maden Tetkik Arama
mw	Süreye Bağlı Büyüklük
NBF	North Boundary Fault
NEİC	National Earthquake Information Centre
ÖDFZ	Ölüdeniz Fay Zonu
P	Maksimum Basınç Eksen
PDF fm(m)	Olasılık Yoğunluk Fonksiyonu
R-W	Robson- Whitlock

R-W-C	Robson-Whitlock-Cooke
SBF	Southern Boundary Fault
T	Maksimum Tansiyon Eksen
T-P	Tate-Pisarenko
T-P-B	Tate-Pisarenko-Bayes
USGS	United States Geological Survey
ÜF	Üçdeğirmenler Fayı



1. GİRİŞ

Tektonik olaylar ve depremlerin oluşumu arasında bir bağlantı olduğu bilinmektedir. Depremlerin odak noktalarının yeryüzündeki dağılımlarının detaylı incelenmesi ile yeryuvarının tektoniği daha iyi anlaşılmıştır. Dünyada meydana gelen depremlerin yaklaşık %90 kadarı tektonik oluşumludur. Bundan dolayı depremlerin odak noktaları aktif tektonik kökenli birimlerin üzerinde ya da yakınlarında yer almaktadır. Dolayısı ile herhangi bir bölgede yer alan depremlerin lokasyonları haritalanırken aktif tektonik birimler en iyi şekilde ortaya konulabilmektedir. Episantr dağılım haritalarının aktif tektonik bölgeler ile pasif tektonik bölgelerin belirlenmesinde iyi bir gösterge olması nedeniyle aynı zamanda bu haritalar depremsellik haritaları olarak da adlandırılır.

Depremlerin tektonikle doğrudan ilişkisinden dolayı depremsellik uzayın olduğu kadar zamanın da fonksiyonudur. Bu nedenle herhangi bir bölgenin depremselliğinden bahsedilirken inceleme yapılan zaman aralığı da önemlidir. Depremsellik çalışmalarında istatistiksel hesaplamalar yoğun olarak kullanıldığından inceleme yapılan bölgede geçmişten günümüze kadar tüm depremlerin hesaplamalara katılması gerekir. Aletsel ölçüm çalışmalarının başlaması ve Richter magnitüd ölçeğinin gelişmesi ile depremlerin büyüklüklerinin belirlenmesi standart hale gelmiştir. Bu nedenle yapılan bir çok araştırmada başlangıç olarak 1900 yılı baz alınmıştır. 1900 yılından önceki yıllarda daha çok afet özelliği taşıyan büyük depremler kayıt altına alınmış, küçük depremlere ait kayıtların ise tutulamaması nedeniyle istatistiksel çalışmalarda sorun yaratmaktadır. Buna rağmen aletsel dönem öncesinde oluşmuş, tarihsel kayıtlara geçmiş depremlerde genel olarak zamana bağlı değişimlerde göz önünde bulundurulurlar. Bu bilgiler istatistiksel hesaplamalara katılmaktan çok, bölgede oluşan şiddetli depremlerin tekrarlanmaları hakkında bilgi vermesi açısından önem taşımaktadır.

Afrika ve Anadolu levhalarının çarpışma kuşağında yer alan araştırma alanı (36° - 42° K, 26° - 45° D), sismolojik olarak Dünyanın en aktif bölgelerinden birisidir. Bu nedenle birçok yerbilimcinin ilgisini çeken bu bölge çeşitli araştırmalara konu olmuştur.

Mühendislik yapılarının inşa edilmiş olduğu ya da inşa edileceği bölgelerde meydana gelebilecek depremlerin magnitüdleri, zamanları ve yerleri bir belirsizlik içermektedir. Bu nedenle, yüksek sismik aktiviteye sahip olan bölgelerde depremlerin oluşumlarının ve dönüş periyotlarının tespit edilmesi önem taşımaktadır. Geçmişten günümüze kadar gözlenen ve kaydedilen sağlıklı deprem verileriyle gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve dönüş periyotları istatistiksel modellerle belirlenebilmektedir. İstatistiksel risk analizinde ise hayati önem taşıyan giriş parametresi depremlerin göreceli büyüklük dağılımlarıdır. Bu büyüklük dağılımları yardımı ile verilen belirli bir zaman aralığı içerisinde hangi büyüklükte ve sıklıkta depremlerin belirlenebilmesini sağlar.

Depremsellik ve sismik tehlike analizlerinin yapılması için birçok neden mevcuttur. Bu nedenleri sosyo-ekonomik nedenler ve teknik nedenler olmak üzere ikiye ayırmak mümkündür. Sosyo-ekonomik nedenlerin başında Türkiye ekonomisinin lokomotifleri olan sanayi ve turizm tesislerinin deprem bölgelerinde olması gelmektedir. Diğer taraftan bölgede yaşayan nüfusun fazlalığı ve bölge geliştikçe daha da artacak olması dikkat edilmesi gereken önemli bir etkidir. Nüfus artışına paralel olarak barınma ve altyapıya yönelik yatırımlar da artacaktır. Bölgede meydana gelebilecek büyük bir deprem hem büyük oranda can kayıplarına hem de milli ekonomiye çok büyük bir darbe vurma ihtimalini de beraberinde getirecektir.

Yukarıda kısaca özetlenen bilgiler doğrultusunda hazırlanacak tezin amacı; deprem sonucu oluşacak can ve mal kayıplarının minimuma indirilmesinde depremsellik ve tehlike analizi çalışmalarının önceden yapılarak yeni stratejik planların hazırlanmasına olanak sağlamaktır.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Ergin vd. (1997) İzmit Körfezi civarında 13 istasyondan oluşan bir sayısal network kurmuşlar ve mikrodprem aktivitesinin İzmit ve Körfezi'nin güneydoğu ucunda yoğunluk kazandığı, bununla birlikte Armutlu Yarımadası'nın kuzey açıklarında az miktarda aktivitenin var olduğunu ortaya çıkarmışlardır.

Gürsoy vd. (1997) Gediz grabeninin güncel tektoniğini inceledikleri çalışmada 1969 Alaşehir depreminden sonra yüzey kırığı oluşturabilecek depremlerin olmamasına karşın, güncel normal faylanmaların oluşumunun mikrosismik aktiviteye bağlı olarak geliştiği şeklinde değerlendirmişlerdir. Gediz grabeninin doğuya doğru daralan geometrisi içerisinde havzanın en dar kısmını oluşturan D-GD ucunda güncel açılmayı gösteren aktif normal faylanma örnekleri saptanmış, günümüzde de graben oluşumunun doğuya doğru devam ettiğini göstermişlerdir. Bu gözlemleri sonucunda, Gediz grabeninin D-GD kesiminin sismik potansiyelinin oldukça yüksek olduğu Buldan'da meydana gelen depremde ortaya koymuşlardır.

Eyidoğan vd. (1997) Erzurum bölgesinde sismik tehlike riskinin ortaya konması için bölgede meydana gelen iki büyük depremin (13 Eylül 1924, $M_s=6.8$; 30 Ekim 1983, $M_s=6.8$) neden olduğu kalıcı gerilme değişimi modellenmiştir. Yaptıkları çalışmada Coulomb kriteri kullanılarak optimum kayma yüzeylerini hesap etmişlerdir. Çalışmalarında gerilme haritası ile bölgede haritalanmış aktif fayların karşılaştırılması ile Erzurum'un K-KD'sunda yer alan Erzurum fay zonunun kolları üzerinde gerilme ileride olabilecek depremin olma olasılığının Narman civarından geçen kolları üzerinde 8.0 bara yakın bir gerilme ile gelecekte depremin olma olasılığı yüksek bir bölge olarak tanımlamışlardır. Uyguladıkları yöntem ile bölgenin sismik tehlike zonlaması daha önceki klasik yöntemlerle yapılan sismik tehlike haritalarından daha hassas bir şekilde ortaya konulduğunu belirtmişlerdir.

Pınar ve Kalafat (1997) Kıbrıs depremleri açısından Kuzeydoğu Akdeniz Bölgesi'nin sismotektoniğini çalışmışlar. Çalışmalarında Kıbrıs Adası'nın kuzeybatı ve güneybatısında meydana gelen iki büyük depremin cisim dalgalarının ters çözümü yapılarak bilgi elde etmişlerdir. Bu depremler 23 Şubat 1995 ($M_s=6.8$) ve 9 Ekim 1996 ($M_s=6.8$) depremleridir. Ters çözüm için Kikuchi ve Kanamari (1991) yöntemi

kullanmışlardır. 1995 depremi için üç şok kullanmışlar ve ilk şokun normal faylanma ile meydana geldiğini; ikinci şokun 20 km daha kuzeyde bulunan oblik (verev) bir faydan meydana geldiğini bulmuşlardır. Üçüncü şokun ise ilk şokun yakınlarında meydana geldiği ve normal faylanma gösterdiği söylenmiştir. 1996 depremi içinde üç şok ile modellemişler, ilk şokun hareket yönünün K-KD olduğu, ikinci ve üçüncü şokların ilk şokun 35 km güneydoğusunda meydana geldiğini ve her iki şokda D-B doğrultulu normal faylanma mekanizmasına sahip olduğunu belirtmişler. Elde ettikleri ters çözüm sonuçları ve Büyükaşıkoglu (1980) çalışmasıyla Kuzeydoğu Akdeniz Bölgesinin açılma rejimi altında olabileceğini belirtmişlerdir.

Kalafat ve Pınar (1997) KB Anadolu'da 1965-1995 yılları arasında magnitüdləri $M > 4.2$ olan depremlerin mekanizma çözümleri yapmışlar ve yaklaşık 30'a yakın deprem mekanizma çözümü P dalgalarının ilk hareket yönleri kullanılarak bulmuşlar. Yaptıkları çalışma sonucunda bölgede tektonik rejimin değiştiğini belirtmişlerdir. KB Anadolu'da yoğun sismik etkinlik olduğu gözlenmiş; özellikle Balıkesir (Savaştepe) ve Gediz-Emet (Kütahya) bölgesinde fırtına şeklinde bir deprem oluş düzeni görüldüğünü belirtmişlerdir. Sismik etkinlik bakımından iki noktanın dikkat çekici olduğu yani 1 – İstanbul'un güneyinde Marmara Denizi'nde deprem bakımından sakin olduğu ve ileride İstanbul'u etkileyebilecek bir deprem üretebileceği ve birçok araştırmacının da kabul ettiği bölge 2 – Kırkağaç-Akhisar bölgesinde ($39^{\circ}K - 28^{\circ}D$) depremlerin hiposantr dağılımına bakıldığında magnitüdü 3.0'dan küçük, orta derinlikte bir deprem etkinliği olduğunu vurgulamışlardır.

Koçyiğit vd. (2002) Akşehir fay zonu gerek tarihsel gerek güncel depremlerinde kanıtladığı gibi, jeolojik ve sismik bakımdan aktif 7 büyüklüğüne kadar deprem üreten normal bir fay zonu olduğunu belirtmişlerdir. Afyon İli ve yakın çevresinde sismik boşluk özelliğini koruduğunu, daha doğuda yer alan Doğanhisar-Argıthanı-İlgın çevresinde sırasıyla $M_s=5.4$ ve 5.5 büyüklüğündeki 1921 ve 1946 depremleriyle önemli miktarda enerjinin boşaldığını ancak tam bir enerji boşalmanın olduğunu söyleyememektedirler. Eber Gölü ve çevresinde ise, 15 Aralık 2000 Sultandağı ve 3 Şubat 2002 Çay depremleri ve artçı şokları ile önemli miktarda enerji boşalımının gerçekleştiğini, bundan dolayı bu bölgede deprem tehlikesinin büyük ölçüde atlatıldığını belirtmişlerdir. Afyon İli ve yakın çevresi, Şuhut ve Sındırgı-Bigadiç-Savaştepe üçgeninde yeni bir deprem beklenebilir olduğunu belirtmişlerdir.

Barka vd. (2000) araştırmalarında, daha önceki deprem bilgilerinin ve yer değiştirmelerinin derlenmesi, fay kazıları, GPS sonuçlarının modellenmesi, interferometri, Coulomb modellemeleri sonuçlarını değerlendirmişler ve bu sonuçlara göre Bolu Dağı çevresinde $M > 7$ büyüklüğünde bir deprem olma olasılığının çok az olduğunu, ancak orta büyüklükte depremlerin $5 < M < 6.5$ arasında beklenebileceğı sonucuna varmışlardır.

Ulutaş ve Özer (2000), Çukurova ve çevresinin deprem etkinliğini araştırarak, sismik tehlike hakkında yorumlar yapmışlardır. Çalışmalarında deprem istatistiğinin temel bağıntısı olan magnitüde-frekans bağıntısından yararlanarak 100 yıl için 10'ar yıllık periyotlarda sismik tehlike ve ortalama oluş sayıları saptanan depremlerin tekrarlama periyotlarını hesaplamışlardır. Aletsel döneme ait deprem verilerini Gumbel Uç Değerler Dağılımı, Poisson ve gerçek dağılımları hesaplanarak karşılaştırmışlardır. Bölgedeki modellere Markov Modeli uygulayarak depremlerin olma ve olmama olasılıkları magnitüdlerin geçiş olasılık matrisleri ile elde etmişlerdir. Sonuçlarında, bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında depremin olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuşlardır.

Arpat ve Şaroğlu (1972), 22 Mayıs 1971 ($M_w=6.8$) Bingöl depremi ile ilgili olarak bölgede yaptıkları çalışmalarda, deprem sırasında Göynük Vadisinde 3 farklı kırık sistemin meydana geldiğini ve bu kırıkların Doğu Anadolu Fayı'nın sol yanal hareketinden kaynaklandığını belirlemişlerdir. Araştırmacılara göre sismik bakımdan son derece aktif olan Doğu Anadolu Fayı, K-G doğrultulu, Miyosen sonrasında oluşmuş ve Hatay yakınlarındaki Ölü Deniz Fay Sistemi (ÖDFS) ile birleşmiştir.

Ercan (1979), Hazar Gölü ile Pötürge arasında DAFS üzerinde 105 gün boyunca mikrodprem çalışması yapmış, bölgede günde büyüklüğü 3'den küçük ortalama 5 tane sarsıntı meydana geldiğini ve yaptığı çözümlemeler sonucunda sol yönlü olduğunu saptamıştır. Yaptığı çalışmasında elde ettiğı sonuçlara göre; bölgede 30 yıl içerisinde %100 olasılıkla 5'ten büyük, %26 olasılıkla 6'dan büyük ve 100 yıllık dönem içinde %63 olasılıkla 6'dan büyük deprem olabileceğini belirtmiştir.

Güneyli (2002), DAFS'nin Palu-Hazar Gölü segmenti üzerinde yaptığı neotektonik ve paleosismolojik çalışmada, segment için yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükteki ($M \geq 7$) depremler bakımından tekrarlanma aralığının maksimum 280+/-55 yıl, minimum 190+/-40 yıl olduğunu belirlemiş, Palu-Hazar Gölü segmenti üzerinde meydana gelen 1874 Hazar Gölü depreminin ($M_s=7.1$) segment üzerinde 128 yıllık bir sismik enerji birikiminin olduğunu belirtmiştir.

Işık vd. (2012), yaptıkları çalışmada, Bitlis İli ve çevresindeki fayların bir bütünlük sağlamadığını belirtmişler. Tarihsel ve aletsel dönem depremleri incelediklerinde, Bitlis İlinin sürekli olarak mikro depremlerin etkisi altında kaldığı ve gelecekte daha büyük depremlerin etkisi altında kalabileceğini söylemişlerdir. Bitlis İli ve çevresi birinci derece deprem bölgesidir. Tarihsel dönem içinde ve yakın geçmişte yıkıcı, önemli can ve mal kaybına neden olan önemli depremler yaşanmış olup son yıllarda oldukça suskun olan DAF'ın büyük deprem üretme potansiyeline sahip olduğu bölgede gelecekte de büyük depremlerin yaşanabileceğini belirtmişlerdir. Yaptıkları çalışmada yaralandıkları kaynaklar 1992 yılında MTA'nın yayımlamış olduğu Türkiye Diri Fay Haritasının Doğu Anadolu Bölgesi'ni içeren kısmıdır. Diğer yararlandıkları kaynaklar ise Utkucu (2006) ve Dhant (2006) tarafından yapılan çalışmalardır.

Gülen (2008), yaptığı çalışmada, Balıkesir İlinin depremselliğini incelemiştir. Bu incelemede Balıkesir'in 100 km yarıçaplı bir alan içerisinde Poisson yöntemiyle elde ettiği sismik risk analizi sonuçlarına göre; bu alan içerisinde 5.0M ve daha büyük bir depremin gelecek 10 yıl içinde meydana gelme olasılığını %93, dönüşüm periyodunu 3.7 yıl; 6.5M ve daha büyük bir depremin önümüzdeki 50 yıl içerisinde olma olasılığını ise %65, dönüşüm periyodunu ise 47.3 yıl olarak bulmuştur.

Koçyiğit (2002), yapmış olduğu çalışmada Konya'dan başlayarak Savaştepe'ye kadar uzanan Akşehir Fay Zonu'ndan bahsetmiş ve fayın genel uzantısının toplam 420 km uzunluğunda BKB-DGD olarak belirlenmiş, 1-50 km uzunluğunda birbirine paralel ya da yarı paralel çok sayıda oblik faylardan oluştuğunu tespit etmiştir.

Özmen (2001), "Kastamonu İli'nin Depremselliği ve Deprem Tehlikesi" başlıklı çalışmasında Kastamonu İli'nin depremselliğini, deprem tehlikesini incelemiş ve

deterministik yöntem kullanılarak Kastamonu İlinin eş-şiddet ve eş-ivme dağılım haritalarını hazırlamıştır.

Tüysüz (2003), İstanbul'u etkilemesi muhtemel fayların kırılması durumunda nerelerde, ne şiddette bir sarsıntı yaratacağının belirlenmesi amacıyla yaptığı çalışmada, Marmara Denizi içerisinde aktif fayları dikkate alarak bunların üretebileceği deprem büyüklüklerini belirlemiş, azalım formülleri kullanılarak depremin yaratacağı ivmeyi hesaplamıştır. İstanbul için sayısal bir jeoloji haritası hazırlamış, azalım formüllerinde kullanılan parametreleri bu hazırladığı jeoloji haritasının veri bankasına işleyerek CBS içerisinde deprem senaryoları için kullanılabilir nitelikte sayısal bir harita oluşturmuştur.

Aksaraylı ve Tecim (2004), çalışmalarında İzmir için CBS tabanlı Acil Afet Yönetim Sistemi tasarlamışlardır. İzmir'de meydana gelebilecek afetler incelenerek en büyük tehlikenin deprem olduğunu görmüşlerdir. İzmir için sayısal altlıklar tasarlanmış, elde edilen altlıklar yardımı ile İzmir'in sayısal haritaları oluşturulmuş ve deterministik deprem senaryoları altında Acil Afet Yönetimi için gerekli çalışmaları yapmışlardır. Model olarak, alanın deprem odağından uzaklığı, depremin büyüklüğü, depremin derinliği ve zeminin tipi parametrelerine bağlı ivme verileri ile oluşan model kullanılmıştır.

Çobanoğlu vd. (2005), "Doğu Akdeniz Bölgesi Depremlerinin Tekrarlanma Periyotlarının Tahmininde İstatistiksel Yaklaşımlar" adlı çalışmalarında Doğu Akdeniz (Çukurova) Bölgesi'nde meydana gelmiş magnitüdları 4.0M ve daha büyük olan 165 tane aletsel dönem deprem verisini incelemişlerdir. İstatistiksel hesaplamalar için üstel dağılım fonksiyonu, Poisson Modeli ve Gumbel Modeli kullanılarak depremlerin gelecekte olma olasılıklarını ve tekrarlama periyotları hesaplanmış ve üç modeli karşılaştırmışlardır.

Gündoğdu (2012), Işık (2012), Koç (2012), yaptıkları araştırmada; 1999 Gölcük Depremine kadar Marmara Denizi'nde fay araştırmaları ile ilgili ölçmeye dayalı jeofizik çalışmaların çok az yapıldığını, 17 Ağustos 1999 Gölcük ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinden sonra yapılan araştırmaları özellikle sismik çalışmalardan Marmara Denizi'nin tektonik yapısı ile ilgili önemli bilgiler sağlandığını ve Kuzey

Anadolu Fay Zonu (KAFZ) Marmara Denizi'nde batıya doğru kırılarak ve kırılmalardan en az birinin 7'nin üzerinde olmak üzere birkaç deprem ile yoluna devam edeceğini belirtmişlerdir.

Ezen (1983), çalışmasında episantrları Doğu Anadolu'da bulunan 5 depremin İstanbul İstasyonunda kaydedilmiş Love dalgaların dispersiyon özelliklerini inceleyerek Kuzey ve Doğu Anadolu yer kabuk yapısını araştırmıştır.



3. TÜRKİYE’NİN JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

3.1. Genel Jeolojisi

Türkiye, Alpin kıvrım kuşağı içinde ve bu kuşağın genel özelliklerinin yanında, kendine özgü jeolojik özellikleri de içermektedir. Bu özelliklerin başında İklim şartları ve bitki örtüsünün de etkilediği, Anadolu kara parçasının coğrafi-jeolojik konumu gelmektedir. Ülkemizin jeolojisi Kuzeyde Avrasya (Avrupa-Asya) ve güneyde Afrika (Arabistan) kıtaları arasında bulunan, bu iki eski kıtanın sürekli hareketlerine ve bu kıtalar arasında yer almış olan Eski ve Yeni Tetis Denizinin jeotektonik özelliğine bağlı olarak gelişmiştir. Bu nedenle Türkiye, Alpin Sıradağların, özellikle Tetis Kuşağının, jeolojik-tektonik değişmesinde etkin olan levha hareketlerinin ayrıntılı olarak incelenebileceği, bu hareketlerin tarihsel gelişimlerinin açıklanabileceği yani jeotektonik olayların sağlam verilere dayalı olarak yorumlanabileceği bir bölge durumundadır.

Türkiye’yi de içerisine alan Alpin Sıradağlar, Kuaterner dışında kalan tüm stratigrafik seriler, Paleozoik, Mesozoik ve Tersiyer yaşlı formasyonlar, son 70-80 milyon yıl boyunca çeşitli orojenik evreler geçirmiş, dolayısıyla birkaç kez kıvrılmış, kırılmış, ileri derecede deforme olmuştur (Ketin, 1983).

Türkiye’nin tektonik anabölümleri:

- 1 – Kuzey Anadolu kıvrımları,
- 2 – Güney Anadolu kıvrımları
- 3 – Ara masifler,
- 4 – Ara kıvrımlar,
- 5 – Kenar kıvrımları, ve ön çukurluk,
- 6 – Önemli yeşil kayaç alanları,
- 7 – İçinde yeşil kayaçların fazla bulunduğu kıvrım kesimleridir.

Büyük orojenez devreleri için çok fazla kayaç çeşitleri ve fasiyes değişimleri, orojenez devreleri arasındaki sakin zamanlar için devamlı ve türdeş stratigrafik formasyonlar karakteristiktir (İlhan, 1976).

Türkiye’de bütün jeolojik zamanlarda kabuk tabakası yer hareketleri ile değişime uğramıştır. Yükselen sahalara ile dağ oluşum hareketleri akarsular tarafından sürekli aşınmış ve taşınan materyaller çukur sahalarda, denizlerde ve göllerde birikmiştir. Birikmenin olduğu jeolojik zamanda, o jeolojik devre ait araziler oluşmuştur.

Ülkemiz’de Paleozoik (Birinci Jeolojik Zaman)’te oluşmuş metamorfik ve tortul araziler bulunmaktadır. Bunlar, Trakya’daki Istranca (Yıldız) Dağları’nda, Güneydoğu Toroslar’da ve Batı Anadolu’daki Menderes Masifi yer alır. Sıcak ve bol yağışlı olan 1. Jeolojik Zaman’ın son devrinde (Karbonifer) gür ormanlar yetişmiş ve bitki kalıntılarının göllerde birikmesi ile Zonguldak civarında taş kömürü yatakları oluşmuştur. Mezozoik’te (İkinci Jeolojik Zaman) Türkiye’nin büyük bir bölümünde özellikle Anadolu’nun kuzey ve güney kesimlerinde Tetis Denizi bulunmaktaydı. Akarsuların taşıdığı kireçli ve killi materyaller bu denizde birikmiş ve deniz tabanında magmadan gelen lavlar yayılmıştır. Daha sonraki birikintiler ve yer hareketleri ile kıvrılarak Kuzey Anadolu ve Toros Dağ Kuşakları oluşmuştur. Kuzey Anadolu’daki denizin sığ yerlerinde ise kireçli ve kumlu malzemelerin birikmesi sonucunda Zonguldak ile Samsun arasında kumlu ve kireçli tabakalar, doğu kesiminde ise tortullarla birlikte, volkanik kökenli oluşumlar yer almıştır.

Tersiyer (Üçüncü Jeolojik Zaman) başında Anadolu’nun büyük bir bölümü kara haline gelmiştir. Denizler; Kuzey Anadolu, Trakya ve Toros Dağ kuşaklarının alçak kısımlarında yer almıştır. Bu zamanın başlarında Anadolu’da kurak ve sıcak bir iklim etkili olmuş ve Çankırı-Ankara-Sivas arası ile Kuzey Anadolu’daki kapalı havzalarda buharlaşma sonucu jipsli ve tuzlu tortullar meydana gelmiştir. Bu zamanın ortalarına doğru ise, Alp dağ oluşum hareketleri ile Toros ve Kuzey Anadolu Dağları oluşmuştur. Üçüncü Jeolojik Zamanın sonlarına doğru Anadolu’nun iç kesimlerinde çökme olmuş ve çukur alanlar göllerle kaplanmıştır. Sıcak ve yağışlı bir iklimin hakimiyeti sonucunda gür ormanlar oluşmuş ve bu dönemde göllerde biriken organik maddelerden Soma, Aydın, Yatağan, Elbistan ve Beypazarı linyit yatakları oluşmuştur. Güney Doğu Anadolu’da biriken organik maddeler ve tortullar da daha sonra meydana gelen yer hareketleri ile Siirt ve Adıyaman civarlarında petrol yatakları meydana gelmiştir. Kuaternerde (Dördüncü Jeolojik Zaman) Türkiye yaklaşık olarak günümüzdeki şeklini almıştır. Kuaternerin başlarında göllerle kaplı olan Ege Denizi’nin bulunduğu saha, bloklar halinde çöküntüye uğrayarak Ege

Denizi oluşmuştur. Sıcak ve nemli olan iklim nedeniyle deniz seviyeleri yükselmiştir. Yaklaşık 20.000 yıl önce iklimde ortaya çıkan soğuk ve yağışsız bir dönem ile birlikte buzul devri başlamıştır. Deniz seviyeleri düşerek Anadolu'nun yüksek kesimleri buzlar ile kaplanmıştır. 8.000 yıl önce günümüzdeki iklim şartları oluşunca deniz seviyeleri yükselerek Akdeniz'in suları Ege üzerinden Karadeniz'e ulaşmıştır. Bu dönemde volkanik olaylar meydana gelmiş; Ağrı, Süphan, Nemrut ve Erciyes dağları oluşmuştur.

Karadeniz Bölgesi: Bölgenin doğu kesiminde (daha çok Üst Tebeşir ve Eosen) yaşlı bazalt, andezit, dasit, trakit, porfirit ve dolerit lav, tuf ve anglomeraları ile kilaşı, kireçtaşı, fliş, marn ve metamorfik kayalar yaygındır. Bölgenin batı kesiminde ise Üst Tebeşir veya Eosen yaşlı çeşitli püskürük ve metamorfik kayalar ile değişik yaşlardaki kireçtaşı, kilaşı, kumtaşı, marn, marnlı kireçtaşı, fliş, konglomera, alçıtaşı ve yaşlı alüvyon gibi gevşek tortullar bulunmaktadır. Bafra ve Çarşamba ovaları ile daha küçük ovalarda Dördüncü Zamana ait kalıntılar bulunmaktadır.

Marmara Bölgesi: Trakya'da Tekirdağ ve Gelibolu Yarımadası'nda çoğunlukla kireçtaşı, kumtaşı, fliş ve marn gibi tortul kayalar bulunmaktadır. Edirne'de çeşitli tortul kayalar, Istrancalar'da metamorfikler ve Kırklareli'de kireçtaşı hakimdir. Trakya'da genellikle Üçüncü Zamana ait çakıllı, kumlu ve killi depozitler, marn, fliş, kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, şeyl ve kil gibi tortul kayalar yaygındır. Ergene ve Meriç kolları boyunca uzanan şeritler halinde, Trakya'nın güneybatısı ve batısında eski göl yataklarında alüvyonlar da vardır. İstanbul ve Kocaeli'nde çoğunlukla kireçtaşı, kumtaşı, fliş ve marn gibi tortul kayalar yer almaktadır. İznik Gölü çevresinde fliş, marn ve konglomera bulunmaktadır. Güney Marmara ve adalarda çoğunlukla volkanik tuf, aglomera, andezit, granit, granodiorit ve diorit gibi püskürük veya mermer, kristalleşmiş kireçtaşı, şist, gnays ve fillat gibi metamorfik ve kireçtaşı, marn, dolomit, fliş, kumtaşı, konglomera, kil, kum ve çakıl gibi tortul kayalar yer almaktadır.

Ege Bölgesi: Bölge'de genellikle Üçüncü Zaman ait kilaşı, yumuşak kireçtaşı, marn gibi kil ve kireç bakımından zengin tortul kayalar, konglomera, çakıllı depozitler ve molozlar, sertleşmiş tüfler, volkan külleri gibi dış püskürük mermer ve diğer metamorfik kayalar bulunmaktadır. Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes ve

Akarçay ırmakları ile bunların kolları boyunca uzanan geniş ovalarda Kınık, Bergama, Çivril, Simav, Kütahya, Altıntaş, Afyon ve Bolvadin ovalarında ince şeritlerde genç alüvyonlar yer almaktadır.

Akdeniz Bölgesi: Akdeniz Bölgesi'nde sert, kristalli veya yumuşak kireçtaşı, marn, kilitaşı, kumtaşı, kireçli kil, traverten, diğerk kireçli depozitler, konglomera ve çakıllı depozitler gibi tortul kayalar bulunmaktadır. Ayrıca bazalt ve volkan külü gibi dış püskürükler ve granit gibi iç püskürükler, mermer, serpantin, şist ve killi şist gibi metamorfik kayalar yer almaktadır. Seyhan ve Ceyhan nehirleri ile Berdan Çayı'nın getirdiğı alüvyonlardan oluşan Çukurova, Amik, Kahramanmaraş ve Silifke ovalarında genç alüvyonlar bulunmaktadır.

Güneydoğı Anadolu Bölgesi: Güneydoğı Anadolu Bölgesi'nde genellikle kireçtaşı, marn, kilitaşı, kumtaşı, konglomera ve fliş gibi tortul; bazalt gibi volkanik lav, aglomeralar ve mermer; ofiolit şist, gnays ve serpantin gibi metamorfik kayalar yer almaktadır. Akarsu vadilerinde de genç alüvyonlar bulunmaktadır. Doğı ve Güneydoğı Anadolu Bölgesi jeoloji yönünden, Anadolu ve Arap bloğı olarak ikiye ayrılır. Bu ayrım bölgesel coğrafya ile belirlenmiştir. Doğı Anadolu; Anadolu bloğunu, Güneydoğı Anadolu Arap bloğunu tanımlar. Muş-Bitlis dağlarının güney yamaçları Anadolu Bloğı ile Arap Bloğunu birbirinden ayırır. Güneydoğı Anadolu Bloğunda; Hakkari İli, güneyinde Karbonifer'den Alt Jura'ya kadar bütün oluşuklar denizel ve jeosenklinal karakterlidir. Hazro yöresinde ise karbonifer fasiyeslidir. Yani karasal ve denizel oluşuklar karışımıdır. Her iki yörede de Alt Jura oluşmamıştır. Buna karşın Hakkari İli'nin güneyi ile Derik ve Hazro yöreleri Arap Bloğı üzerindedir. Yörede paleotektonik döneme ait volkanizma Orta Miyosene kadar etkili olmuştur. Şengör ve Yılmaz (1981) ada yayı volkanitleri grubu içinde yer alabilecekleri belirtilmiştir. Şaroğı ve Yılmaz (1986) bölgede paleotektonik dönemin en genç çökellerinin Alt Miyosen yaşlı ve sığ deniz ürünü olduklarını, Orta Miyosen'den itibaren neotektonik dönemin başladığını ve Orta Miyosen, alt düzeyleri sığ denizel üste doğı ise karasal ortam ürünü çökel kayalarla temsil edildiğı gözlenmiştir

Doğı Anadolu Bölgesi: Bu bölge; daha çok Dördüncü Zamana ait kireçtaşı, marn ve kilitaşı, kumtaşı, konglomera ve fliş gibi tortul kayalar bulunmaktadır. Ağı ve Muş

illerinin Van ve Bitlis'e komşu kısımlarında volkan külü ve yumuşak tüfler, bazalt ve püskürük kayalar ile serpantin, şist ve gnays gibi metamorfik kayalardan oluşmuştur. Bölgede Iğdır, Erzincan, Erzurum, Pasinler, Muş, Elazığ, Malatya, Ağrı, Doğubeyazıt, Muradiye, Çaldıran, Özalp, Yüksekova gibi alüvyal ovalarda genç alüvyon bulunmaktadır

Orta Anadolu Bölgesi: Bu bölgede kireçtaşı, marn, kilitaşı, konglomera, kumtaşı ve alçitaşı gibi tortul kayalar; kireçli ve çakıllı gevşek depozitler; kireçli, çakıllı ve killi Neojen depozitleri ve Üçüncü Zamana ait kireçtaşı gibi tortul kayalar bulunmaktadır. Konya'da kireçtaşı, kumtaşı ve kumlu depozitler, su ve yerçekimi ile oluşmuş bağlantısız depozitler ile kireçli, killi ve fosilli Dördüncü Zamana ait göl tortulları ve kuru kumlar (Karapınar) bulunmaktadır. Niğde ve Aksaray'da da su ve yerçekimi ile oluşmuş bağlantısız depozitler görülmektedir. Ankara ve Nevşehir'de gri veya beyazımsı marn bulunmaktadır. Ayrıca Nevşehir'de volkan külleri ve lapilli bulunmaktadır.

Bölgede alüvyonlar; Kayseri, Yeşilhisar, Kırşehir, Derinkuyu, Iğın ve Şereflikoçhisar, Akşehir ve Seyfe gölleri çevresinde ince şeritler halinde akarsu boylarında da görülmektedir. Bu bölgede bazı püskürük kayalar ile şist, mermer ve gnays gibi metamorfik kayalar da yer almaktadır.

3.2. Türkiye’deki Jeolojik Birimler

DEVİR	ZAMAN	DÖNEM	BÖLÜM
Fanerozoik Devir (545s myö-günümüz)	Senezoik (65.5 myö-günümüz)	Kuaterner (1.8 myö-günümüz)	Holosen (0.01 myö-günümüz)
			Pleyistosen (1.8 myö-0.01 myö)
		Neojen (23.03 myö-1.8 myö)	Pliyosen (5.33 myö-1.8 myö)
			miyosen (23.03 myö-5.33 myö)
			Oligosen (33.9 myö-23.03 myö)
		Paleojen (65.5 myö-23.03 myö)	Eosen (55 myö-33.9 myö)
			Oalosen (65.5 myö-55 myö)
	Mesozoyik (251.4 myö-65.5 myö)	Kretase (145.5 myö-65.5 myö)	
		Jura (199.6 myö-161.2 myö)	
		Trias (251 myö-199.6 myö)	
	Paleozoik (542 myö-251.4 myö)	Permien (299 myö-251 myö)	
		Karbonifer (359 myö-299 myö)	
		Devoniyen (416 myö-359 myö)	
		Silüriyen (443 myö-416 myö)	
		Ordovisyen (490 myö-443 myö)	
Kambriyen (542 myö-490 myö)			
Kambriyen Öncesi (4.5 milyar -542 milyon yıl öncesi)		Proterozoik Devir (2.5 milyar yıl önce-542 milyon yıl önce)	
	Arkeyan Devir (3.6-2.5 milyar yıl önce)		

myö: milyon yıl önce

myö: milyon yıl önce

Şekil 3.1. Jeolojik Devirler

3.2.1. Paleozoik Birimler (545-245 milyon yıl öncesi)

Türkiye’de Paleozoik birimlerin bulunduğu yerler: Zap Bölgesi, Orta Toroslar Bölgesi, Tufanbeyli-Sarız, Silifke-Ovacık, Sultandağı-Çataltepe ‘dir. Bu yerler Kambriyen-Permien yaşlıdır. İstanbul-Kocaeli (Ordovisyen-Karbonifer), Zonguldak (Karbonifer-Permien), Candağ (Ordovisyen-Devoniyen), Karadere-Safranbolu (Kambriyen-Devoniyen).

3.2.1.a. Türkiye’deki Prekambriyen Oluşuklar

Amanos, Karadere, Mardin (Derik). Bütün paleozoğin en iyi gözlendiği yer Toroslar (Tufanbeyli) dır. Paleozoik Dönemin ekonomik açıdan bakıldığında;

Kambriyen: şeyl, kumtaşı

Devoniyen: kireçtaşları

Karbonifer: Kömür yatakları, antrasit damarları (Zonguldak)

3.2.2. Mezozoik Birimler (65-245 milyon yıl öncesi)

Türkiye’de Mezozik birimlerin bulunduğu yerler: Karaburun Yarımadası, Tufanbeyli-Sarız, Amanos Dağları, Hakkari (Zap Suyu kesiti), Hazro Antiklinali (Güneydoğu Anadolu Bölgesi)’dir. Ayrıca Gümüşhane, Bayburt, Ankara, Sinop, Zonguldak, Ereğli, Seydişehir, Kocaeli ve Ayancık’ta da bulunur.

Türkiye’de Üst Kretase birimleri 4 farklı fasiyeste yayılım göstermektedir. Bunlar;

1. Volkanik birimler (Doğu Karadeniz’de görülür. Doğuya doğru ilerler)
2. Filiş Fasiyesi (Orta Karadeniz’de görülür. Batıya doğru ilerler. Kumtaşı, kıltaşı, marn, silttaşı bulunur.)
3. Ofiyolitik Fasiyesi: 2’ye ayrılır. Bunlar
 - a) İzmir, Balıkesir, Erzurum, Ankara zone
 - b) Muğla, Gaziantep, Van Gölü güneyine kadar olan bölgedir.Bu bölgelerde grünit, yastık lav, harzburgit, grovak, serpantin, radyolorit gözlemlenmiştir.
4. Kalker Fasiyesi: Karbonatlı sığ su birimleridir.

Mezozoik döneme ekonomik açıdan bakıldığında;

- Petrol (Batman, Mardin, Adıyaman) (Kretase)
- Fosfat (Hatay, Adıyaman, Gaziantep)
- Kurşun – Çinko (Akdağmadeni, Kayseri, Adana)
- Bakır (Elazığ, Kastamonu (Küre))
- Kronit yatakları (ofiyolitlerin içinde)
- Kretase boksit yatakları
- Trias mermerleri
- Jura kireçtaşları (mermer)

2 önemli mezozoik ofiyolit birim vardır. Bunlar; Ofiyolitli kayalar, Radyoloritli-Ofiyolitli karmaşık serilerdir. Türkiye’deki belli başlı ofiyolitik birimler: Trias yaşlı (Antalya Körfezi’nin batısında) en yaşlı ofiyolitik birimdir. Jura yaşlı Ankara’nın kuzeyinde ve çevresinde, Kayseri’nin doğusundadır. Orta Kretase yaşlı Ankara’nın doğusunda, Orta ve Batı Toroslar’da görülür. Üst Kretase İzmir (Karaburun)’den

Ankara'ya doğru bir hat boyunca uzanmaktadır. En Üst Kretase-Paleojen ise Hatay ve Güneydoğu Anadolu bindirmesi boyunca uzanır.

Türkiye'deki belli başlı ofiyolitik birimler: Antalya Napı, Kırıkkale, İzmir-Bursa arası, Tavşanlı Bölgesi, Tokat-Tekneli Bölgesi, Konya-Karaman Bölgesi ve Bitlis Bölge Masifidir.

3.2.3. Senozoik Birimler (Günümüz – 65 milyon yıl öncesi)

Senozoik dönem Türkiye'de; Trakya Havzası, Kelkit Vadisi, Haymana-Polatlı-Tuz Gölü ve Güney Doğu Anadolu Bölgesi'nde çok net görülmektedir. Senozoik dönemin diğer görüldüğü yerler ise; Batı Anadolu'da Kırka, Emet, Bigadiç (Bor ve Borat yatakları, Alkali Tuzlar); Soma, Tunçbilek, Gediz, Uşak (Linyit yatakları); Orta Anadolu'da Haymana, Polatlı, Tuz Gölü (Evaporitik kayaçlar); Kırşehir, Yozgat, Yerköy, Sungurlu, Ulukışla, Adana; Doğu Anadolu'da Sivas, Balaban, Darende, Zara (Evaporitik kayaçlar); Muş, Tekman, Karayazı, Hınıs, Ergene Havzası (petrol ve doğalgaz).

Senozoik dönemin ekonomik açıdan önemine bakıldığında;

Bigadiç, Emet, Sarıkaya, Kırka (borat yatakları); Soma, Tunçbilek, Domaniç, Gediz (liniyit ve endüstriyel hammadde); Yozgat-Yerköy (denizel kömürler); Ergene havzası (petrol ve doğalgaz)

3.2.4. Paleojen (65.5-23.8 milyon yıl öncesi)

Paleojen, pek çok memeli ve kuş grubunun tropik koşullarda ortaya çıkıp, çeşitlendiği dönemdir.

Türkiye'de Paleojen 4 farklı fasiyes ve oluşukta incelenmektedir. Bunlar;

1-Filiş fasiyesi (kıvrıntılı derin denizel) Bulunduğu yerler: Batı Karadeniz, Doğu Marmara, Kayseri, Haymana, Polatlı.

2-Volkanik fasiyes Bulunduğu yerler: Kastamonu, Kırşehir, Gümüşhane.

3-Kalkerli marn Bulunduğu yer: Güneydoğu Anadolu Bölgesi.

4-Acıgöl ve karasal fasiyesler Bulunduğu yerler: Marmara, Trakya

3.2.5. Neojen (23.8-1.81 milyon yıl öncesi)

Neojende modern memeli ve çiçekli bitkiler evrimleşirken; bugün var olmayan pek çok garip memeli de ortaya çıkmıştır. En önemli olayı ise otların yaygınlaşıp, otlak alanların ortaya çıkmasıdır.

Türkiye’de Neojen 3 farklı fasiyes ve oluşukta incelenmektedir. Bunlar:

1-Denizel Neojenin Bulunduğu yerler: Muğla, Orta Toroslar, Hatay, Mardin, Urfa, Van Gölü ve çevresi, Kıbrıs.

2-Sarmasijen (acı su fasiyesi) Bulunduğu yerler: İstanbul, Trakya, Trabzon, Sinop, Gelibolu, Bafra, Çarşamba.

3-Karasal (tatlı su bölgeler) Bulunduğu yer: Tüm Türkiye

3.2.6. Kuaterner (1.81 milyon yıl öncesi – günümüz)

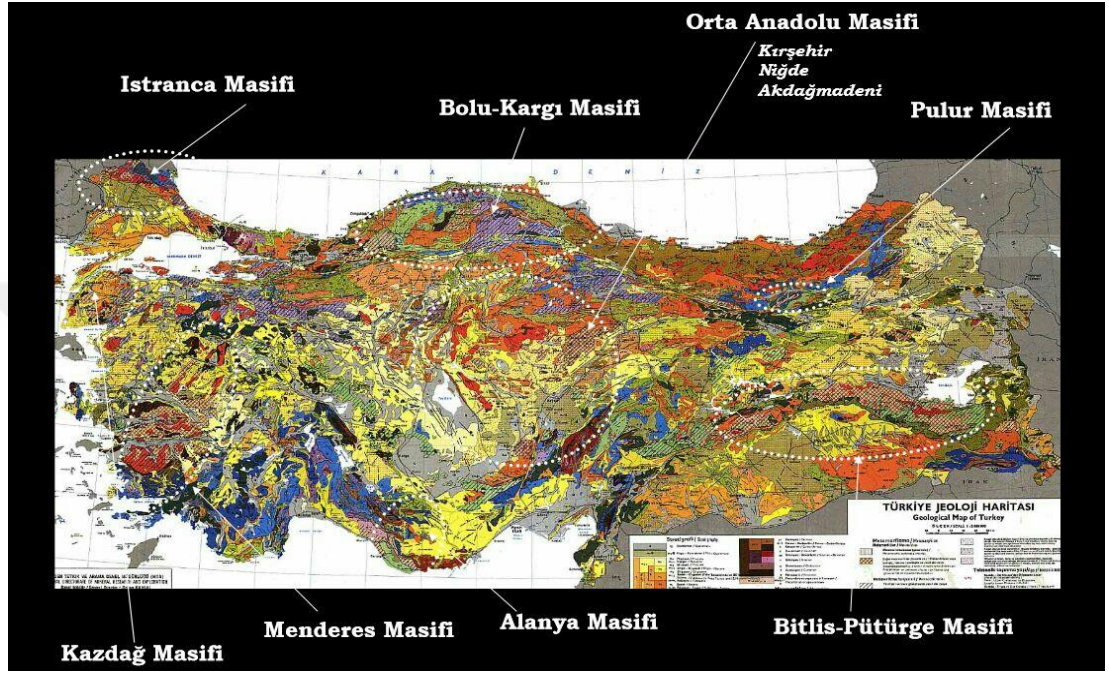
Kuaterner zamanında karalarda dikey hareketler sonucu çökmeler ve yükselmeler olmuş, volkanlar çok aktif bir hale gelerek andezit ve bazalt lavlarını oluşturmuştur. Bu zamanın en önemli olayı, insanın ortaya çıkması ve Kuzey Kutup Bölgesinin büyük buzullarla kaplanmış olmasıdır.

Akdeniz bugünkü biçimini bu zamanda almış, Adriyatik Denizi ile Ege Denizi yerindeki karalar çökelerek bu denizleri oluşturmuştur. Birer göl halinde olan Marmara ve Karadeniz, Ege karasının çökmesi ile Kuzeye ilerleyen Akdeniz’in suları altında kalmış, birer ırmak vadisi olan İstanbul ve Çanakkale Boğazları oluşmuştur. Karadeniz’deki hayvanlar Akdeniz’in tuzlu sularının etkisi ile ölmüş ve böylece Karadeniz’in 200-400m derinliğinde yaşam vermeyen kükürtlü hidrojenin oluşmasına neden olmuştur. Bundan dolayı da bu denizin suları koyu renklidir.

3.3. Türkiye’deki Masifler

Yüksek basınç ve gerilme şartlarında, kökeni sedimenter kayalara dayanan, uzun jeolojik dönemlerden bu yana büyük hareketler geçirmemiş, çevresindeki birimlere göre yaşlı metamorfik, içinde plütonik zonların olduğu kütlelerdir. Türkiye’de

Kambriyen öncesi Kaledoniyen, Hersiniyen, Alpin orojenez etkileri görülmektedir. Türkiye’deki belli başlı metamorfik masifler: Istranca, Menderes (en büyük masiftir), Ilgaz, Kazdağı, Uludağ, Sultandağı (Afyon, Konya), Anamur, Amasya-Tokat, Kırşehir- Akdağmadeni, Niğde, Bitlis-Pütürge, Malatya, Yozgat-Akdağ, Alanya, Pulur, Taşköprü–Kargı–Boyabat masifleridir.



Şekil 3.2. Türkiye’deki Masifler (Işık, 2012)

Istranca Masifi: Batıda Tunca Irmağı, kuzeyde Bulgaristan, doğuda Karadeniz ile sınırlanmıştır. Tek başına bulunan Istranca Masifinin güneybatısındaki Senozoik havza; Trakya’nın doğalgaz ve petrol rezervuar kayaçlarının özelliğini gösterdiği havzadır. Trakya Havzası Senozoik kayaçların bulunduğu havzadır. Istranca Masifi iki önemli istiftten oluşur. Bunlar; Kristalin metamorfik kayaçlar (gnays, fillit, şist, mermer, kalkışist) ve plütonik sokulumlar yani kristalin metamorfik kayaçların içine sokulumlar (granit, gabbro, diyorit, siyenit) dir. Plütonik sokulumlar daha çok Demirköy ve Dereköy bölgesinde yayılım göstermektedir. Plütoniklerin çevresindeki birimlerin kökeni karbonatlı ve kırıntılı kayaçlardır. Plütonik kayaçların metamorfik birimlerini kestiği yerlerde skarn zonları bulunmaktadır. Buralarda maden yatakları bakımından zengin cevherleşme meydana gelir. Istranca ortasında bulunan Demirköy graniti en genç sokulumdur. Demirköy granodiyorit plütunu olarak

isimlendirilmektedir. Kalsit ve şist sokulumları ısı olarak etkilendiği için iri kristalli mermerler, kalkıştılar ve belirgin yerlerde skarn zonları gelişmiştir.

Menderes Masifi: Türkiye'nin en büyük masifidir. Kuzeyde Ankara-İzmir ofiyolit kuşağı, güneyde Batı Toroslar arasında bulunan ve bütün Ege'yi kapsayan masiftir. Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz grabenleriyle doğu-batı doğrultulu yayılmıştır. Bu masif her çeşit metamorfizmaya uğramış kayaç topluluklarını içermektedir. Menderes Masifinin çekirdek kısmı Alt Paleozoik veya Kambriyen öncesi yaşlıdır. Şist kılıf kısmı ise Genç Paleozoik yaşlıdır. Mermer kılıfın alt kısımları ise Permian, orta kısmı Triyas Liyas, üst kısmı Genç Kratese yaşlıdır. Menderes masifi pek çok metamorfizma evresi geçirmiştir. Son metamorfizma evresinden bir önceki evrede yani Jura'da metamorfizma tüm masifi etkilemiş hatta çekirdek kısmında ergimeye kadar ilerlemiştir. Krateseyi izleyen en son evrede metamorfizma retrograde metamorfizmaya dönüşmüştür.

Kazdağı Masifi: Bu masif 2000'li yıllara kadar paleozoik yaşlı metamorfik kayalardan oluştuğu yorumlanırken (Okay vd. 1996), 2000'li yıllardan itibaren Kazdağı Masifi'nin tersiyer yaşlı bir çekirdek kompleksi olduğu ortaya konulmuştur. (Okay ve Satır, 2000)

Kırşehir – Akdağmadeni Masifi: Kuzeyde ofiyolitik karmaşık, güneyde Kızılırmak arasında bulunmaktadır. Menderes Masifi, gibi bu masifte parçalı bir görünümündedir. Kırıkkale, Kaman, Kızılırmak, Şereflikoçhisar, Keskin'e kadar dağılım göstermektedir. Orta Anadolu ve Kızılırmak masifi olarak da bilinmektedir. 500°C-600°C sıcaklıkta yeşil şist fasiyesi öngörülmüştür. Amfibolit fasiyesinde gelişen metamorfizma 600°C'yi bulmaktadır. Bölgenin kuzeydoğusunda bulunan birimlerde sıcaklık 700°C'ye kadar çıktığı, ancak basıncın 3-4 kbara düştüğü, bundan dolayı da anateksinin gelişmediği belirtilmiştir. Akdağmadeni Bölgesi'nde metamorfizmanın 500°C-600°C sıcaklık ve en fazla 5 kbar basınç altında oluştuğunu ve bundan dolayı orta derece bir metamorfizma ve amfibolit fasiyesini simgelediği belirtilmiştir. Metamorfizmanın şiddeti Güneybatıdan Kuzeydoğuya doğru artmaktadır.

Taşköprü – Kargı – Boyabat Masifi: Bu masif; Batı – Orta Karadeniz Bölgesinde, Kızılırmak-Gökırmak arasında yer almaktadır. Kastamonu, Çankırı ve Sinop İllerini

de içine almaktadır. Bazı araştırmacılara göre Elekdağ-Saraycık Masifi ve Gökırmak Nehrinin kuzeyindeki Daday-Devrekani Masifi olarak ikiye ayrılmıştır. Kuzeyde prehnit-pumpelliit fasiyesi, güneyde glakofan şist fasiyesi, daha güneyde yeşil şist fasiyesi görülmektedir. Genelde 200°C-500°C gibi düşük sıcaklık ve 2-10 kbar yüksek basınçta oluşmuştur. Yaygın dağılım olan eklojitler 250°C-350°C ve 5-8 kbar basınç altında oluşmuştur.

Bitlis Masifi: Van Gölü'nün güneyinde, Güneydoğu Anadolu-Doğu Anadolu Bölgesi arasında doğu-batı uzanımlı Anadolu ve Arap plakalarının bindirmesi sonucunda hattın güneyinde bulunan masiftir. Alpin ve Alpin öncesi orogeneiz dönemlerinde gerçekleşen bir metamorfizma süreci bu bölgede yaygın olarak gözlenmektedir. Bölgenin güneyinde ofiyolitik karmaşık (mezozoik) bulunmaktadır.

3.4. Türkiye'de Plütonizma (İç Sokulum ve Soğumalar)

Türkiye'de asidik plütonik kayalar (kırmızı renkli) ve bazik plütonik kayalar (koyu yeşil renkli) oldukça fazladır. Türkiye'nin yüzölçümünün ¼ 'nü kapsamaktadır. Asidik plütonik kayalar (granit, siyenit, gabro, diyorit, granodiyorit) ve bunlara bağlı oluşan metalik cevher yatakları (Fe, W, Au-Ag, Pb-Zn) skarn zonlarında meydana gelir. Bazik plütonik kayalar (peridoit, serpantinit, gabro, harzburgit) ofiyolitik dizilime göre oluşurlar. Bu kayaların en önemli metalik cevher yatağı kromitlerdir.

Istıranca Masifi batıdan doğuya doğru 3 farklı plütondan oluşur. Bunlar; Kırklareli Metagraniti- Dereköy Magmatitleri- Demirköy Batoliti'dir.

Kocaeli Yarımadası 2 plütonik sokulum içerir. Bunlar; Sancaktepe (Gebze) Granit Plütunu ve Çavuşbaşı Çiftliği. Kapıdağ Yarımadası; Marmara Denzinin güneyindedir. 2 farklı Plüton şeklindedir. Doğu ve Batı granodiyorit masifi şeklindedir.

Türkiye'deki başlıca plütonizmalar: Uludağ Masifi Grenodiyorit Plütunu, Eğrigöz, Akdağ ve Alaçam Granit Plütunu ve Söğüt Bölgesi (Orta Anadolu), Kırşehir-Karaman, Çiçekdağı, Kırşehir ve Yozgat-Yerköy, Sivas, Suşehri ve Zara,

Gümüşhane, İkizdere-Kaçkar (Rize Masifi), Erzincan (Kop Dağı, Karadağ, Keşiş Dağı), Hatay Bölgesi-Mersin Kuzeyi, Datça-Fethiye-Köyceğiz, Marmaris

3.5. Türkiye’de Volkanizma

Türkiye’nin yaklaşık %10.6’sı volkanik kayalarla kaplıdır. En çok stratovolkanlar (Hasan dağı, Erciyes, Büyük ve Küçük Ağrı) vardır. Bu stratovolkanlar lav-tüf ardalanması sonucu oluşmuşlardır. Kalderalar (Tebderek, Nemrut), Maar (Acıgöl) dır.

3.5.1. Batı Anadolu’da Volkanizma

Miyosen’de başlayıp; Pliyosen, Pleistosen, Holosende devam eden bir volkanizma vardır. Alkalın ve kalkalin volkanizma miyosende etkili olmuştur.

1-İzmir-Karaburun Sahası Volkanitleri: Üst Miyosen-Pliyosen yaşındadır. Granitik magmadan oluşmuştur.

2-Foça-Menemen Bölgesi Volkanitleri: Foça Bölgesi alkalın magma özelliği gösterir. Menemen’de volkanik kayalar 2 farklı magmadan oluşmuştur. Bunlar;

- i)Bazalttan riolite kadar uzanan magma,
- ii)Birincil alkali olivin bazalt magması.

3-Kula Bölgesi Volkanitleri: Manisa-Kula en genç volkanik faaliyete örnektir. Kuvaternerde başlamış ve 12000 yıl öncesine kadar devam etmiştir. 3 aşamada gelişmiştir.

- i.aşama: 1.1 milyon yıl önce bazalt akışı olmuş
- ii.aşama: 300 bin yıl önce küçük bileşik koniler oluşmuş.
- iii.aşama: 12 bin yıl önce lösit ve traki bazalt konileri oluşmuş. (İlkel insan ayak izleri gözlenmiştir.)

4-Uşak Yöresi Volkanitleri: Kalkalkalin özellik göstermektedir.

5-Bodrum Yöresi Volkanitleri: Orta Miyosende monzonit sokulumla başlamıştır. Daha sonra kalkalkalin volkanizma takip etmiştir.

3.5.2. Orta Anadolu'da Volkanizma

Bu bölgedeki volkanik faaliyetin yaşı Tersiyer-Kuvaternerdir. GB-KD uzanımlıdır.

- 1-Erenler-Alacadağ Masifi: Bu masif kalkalkalin volkanizmadır. Konya'nın güneybatısında lav kubbesi ve ignimbirit yatağından oluşmuştur.
- 2-Karadağ Volkan Sahası: Bu saha kubbeler ve kalderalardan oluşmuştur. Karaman'ın kuzeyinde Pliyosen yaşta başlar.
- 3-Karapınar yöresinin genç volkanları: Konya-Niğde arasında maar şeklinde kraterler, cüruf konileri ve kalkan kubbe şeklinde lav yığınlarıdır. Ayrıca Türkiye'de en büyük bazaltik cüruf konileri içeren dağ Orta Anadolu'daki Meke Dağı'dır.
- 4-Hasan Dağı-Melendiz Dağı Volkanları: Bu volkanlar Aksaray-Niğde arasında bulunmaktadır. Hasan dağı tepesinde 3 farklı kayaç bulunmuştur. Bunlar; bazalt, andezitobazalt, andezit'tir.
- 5-Nevşehir güneybatısında Neojen-Kuvaterner volkanizma: Bu volkanizma magma kalkalkalin tiptedir ve Üst Miyosende başlamıştır. Arap-Afrika levhası Anadolu levhası arasında bindirme sonucunda meydana gelen volkanizmadır.
- 6-Erciyes Dağı volkan topluluğu: Bu volkan topluluğu merkez koni andezitik-stratovolkanik bir özellik göstermektedir. Volkanik faaliyet Miyosen sonunda başlamıştır. Kayseri-Develi-İncesu arasında 3916 m yüksekliğinde ve yaklaşık 500 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Ayrancı, 1991; Güler, 1995)

3.5.3.Doğu Anadolu Volkanizması

- 1-Solhan (Muş) Volkanitleri: Bu volkanitler; DAF'tan yaşıdır. Alkali lavlarla oluşmuştur. Trakitik dokuludur. Doğu Anadolu Bölgesi Neojen-Kuaterner yaşlı volkanizmanın en yaygın olarak bulunduğu bölgedir.
- 2-Nemrut Kalderası: En genç volkanik patlama (300-400 yıl önce) Nemrut Dağında gerçekleşmiştir.
- 3-Süphan Dağı Volkan: Bu volkan; Kalkalkalin tiptedir. 4000 m yüksekliktedir. Bu dağda en şiddetli patlama Kuaternerde oluşmuştur. Andezit, dasit, riolit lavları ve tüf görülmektedir.

4-Tendürek Dağı Volkanizma: Doğu Anadolu Bölgesi'nin en genç, en yeni aktif volkanıdır. 500 m yüksekliğindedir. Çift konili ve çift kraterlidir.

5-Ağrı Dağı Volkanları: Ağrı Dağı iki kısma ayrılmaktadır. Bunlar; Büyük Ağrı ve Küçük Ağrı'dır. Büyük Ağrı yaklaşık 5137 m ve Küçük Ağrı ise yaklaşık 3898 m yüksekliğindedir. Stratovolkan (Kalkalkalin lavlardan oluşmuş) tipindedir. İki aşamada gelişmiştir.

i) Üst Neojende andezitik yapıda oluşmuş.

ii) Kuaternerde genç bazaltik lav akıntıları ve yan koniler sonucu gelişmiştir.

6-Erzurum-Kars Bölgesinde Neojen Volkanizması: Bu volkanizma üst miyosende başlayıp Kuaterner başına kadar devam etmiştir. Çöküntü volkanizması vardır.

3.6. Türkiye'de Orojenik Birlikler

Türkiye'de orojenez; Alpin öncesi ve Alpin dönemi diye iki kısma ayrılır.

Alpin öncesi orojenik olaylar; Kuzeybatı Anadolu Pontidlerde (Ilgaz Dağı çevresinde), Güneydoğu Anadolu Bölgesinde (Derik çevresinde) görülür. Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezlerin izlerine İstanbul çevresinde, Çamlıca, Adalar çevresinde rastlanır. Hersiniyen orojenezinin ilk evresi ise Zonguldak Bölgesinde görülür.

Alpin dönemindeki orojenik olayların sırası ve bulunduğu yerler:

1-Geç Kimmeriyen Evresi: Pontidlerin orta kısmı (Kastamonu, Sinop, Boyabat)

2-Austriyen Evresi: Batı Pontidler (Zonguldak, Amasra), Doğu Toroslar (Elazığ, Erzurum, Bingöl)

3-Laramiyen Evresi: İç Anadolu ve Toroslar (şiddetli kıvrılmış), Pontidler ve kenar kıvrımlar (hafif kıvrılmış)

4-Preniyen Evresi: Karadeniz Kıyıları (Şile, Sinop). Bu evrede pontidler ve toridler büyük deformasyona uğramıştır.

5-Radoniyen Evresi: Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde etkilidir. Miyosen sonunda meydana gelmiştir.

6-Valonikinyen Evresi: Bu evre üst pliyosende görülmüştür.

3.7. Türkiye'nin Tektoniği

Türkiye; Avrupa, Afrika ve Arabistan levhalarının dokanak halinde bulunduğu Alp-Akdeniz orojenik kuşağı içinde yer almaktadır (Ketin, 1977). Bu oluşum, Anadolu'da; doğuda sıkışma ve batıda genişleme tektonizmasına bağlı olarak tektonik bir yapı meydana getirmiştir. Türkiye; Arabistan levhası ile Asya'nın çarpışması, daha sonra da bu çarpışma sonucu oluşan asimetrik tektonik uzaklaşma sisteminin en iyi geliştiği yerdir.

Herhangi, bir yerde meydana gelmiş, günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümüne neotektonik denir (Şengör, 1980). Türkiye için Anadolu levhası ile Arabistan levhasının Orta Miyosendeki çarpışması bu dönemin başlangıcı olarak kabul edilmektedir. Bu değişimler Türkiye'nin neotektonik gelişmesini paleotektonik gelişmesinden ayırmak için uygun bir dönüm noktasını oluşturur.

Türkiye'yi de içerisine alan Alpin Sıradağları, Cebelitarık Boğazı'ndan, Kuzeyde Asya-Avrupa kıtası, güneyde Afrika-Arabistan ve Hindistan olmak üzere Endonezya'ya kadar uzanmaktadır. Avrupa'nın güneyini kaplayan Büyük Alpin Sıradağları; Üst Mesozoyik ve Tersiyer sonunda oluşmuştur. Bu sıradağların güney kısmı Atlasları, Apeninler'i, Dinorik Alpler'i, Toroslari ve Zagros Dağları'nı meydana getirir. Bu kanatlar arasında Orta Anadolu ana masifleri yer almaktadır (Yılmaztürk, 1989).

Türkiye; dağ kuşaklarının orojenik gelişimleri sonucu 4 ana tektonik birliğe ayrılır (Ketin, 1966). Bunlar;

- Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları (Pontidler)
- İç Anadolu Sıradağları (Anatolidler)
- Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları (Toridler)
- Güneydoğu Anadolu Sıradağları

Türkiye'de Tektonik Birlikler Kuzeyden Güneye doğru;

1-Pontidler: Ankara'yı da içine alan Karadeniz kıyı dağları ile Karadeniz Bölgesi'ni, Marmara'nın tamamını ve Kuzey Ege (İzmir-Karaburun) 'ye kadar uzanır.

2- Anatolidler: Batı ve Orta Anadolu'nun metamorfik kristalin özelliğini gösterir. Ofiyolitik fasiyeste gelişmiş ve uyumsuzluk gösteren Tersiyer birimlerden oluşmuştur. Doğu Anadolu, İç Anadolu, Batı Anadolu ve Ege'nin geriye kalan kısımlarında görülür.

Anatolidler jeolojik ve tektonik özellikleri:

-Üst Kretase'ye kadar Paleozoik ve Alt Mezozoik birimler çok az metamorfizma geçirmiştir.

-Üst Kretase yaşlı birimler bazen uyumlu bazen de boşluklu olarak gelir.

-Alt Eosen birimleri açılı uyumsuzlukla örter.

-Üst Miyosende yükselmeyle güneyinde yer üstü volkanizma (Hasan Dağ, Erciyes Dağı) faaliyete geçmiştir.

-Miyosen-Pliyosen tabakaları genellikle yataydır. Yer yer kıvrımlıdır.

-İlk şiddetli orojenik hareket Kretase sonu başlamış, Preniyen ve Halvetik'te devam etmiş, Miyosen'de sona ermiştir.

-Anatolidin Pontitden farkı Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezlere ait izler yoktur.

-Magmatik faaliyet Loremiyen kıvrılma evresine bağlı gelişmiştir.

3-Toridler: Kuzeyde Anatolid, güneyde Akdeniz ve kenar kıvrımlarıyla sınırlıdır. En şiddetli orojenik hareket Kretase sonunda Laremiyende olmuştur. Toros'lar Kambriyende başlayarak Miyosen sonuna kadar gelişmiştir. (Bitlis, Anamur, Sultandağı). Toroslardaki ilk hareket Alpin-Kimmeriyen olmuştur. Miyosen sonunda Toroslar deniz yüzeyine çıkmıştır. Halen yükselme devam etmektedir.

4-İronidler: İronidler; Toridler ile birlikte incelenir.

5-Kenar Kıvrımları Bölgesi: Bu kuşakta Anadolu'daki Alpin ön çukurunun kıvrım serileri içinde gelişmiştir. Eokambriyenden başlayarak Pliyosen ve tüm devirler boyunca bir çökel havza olarak kalmıştır.

Türkiye ve çevresinde yeni tektonik dönemi denetleyen önemli yapı unsurları Helenik yayı (Ege yayı), Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben Sistemidir (Toksöz, 1975, Le Pichon vd. , 1973). Helenik yayı, Kıbrıs'ın batısı ile Korint Körfezi arasında yaklaşık 1550 km uzunluklu, 3 km derinlikli diri bir

bindirme kuşağı olup, Afrika levhası kuzeye Ege-Anadolu levhasının altına 2.5-2.7 cm/yıl'lık bir hızla dalmaktadır (Toksöz, 1975, Le Pichon vd. , 1973). Helenik yayı, Girit adasının güneyini geçtikten sonra Antalya körfezine doğru kavis yaparak Anadolu levhasını bu hat boyunca yırtmaya başlamıştır. Astenosfere doğru yönelen hareket dalma-batma hareketine örnektir (Ketin, 1993).

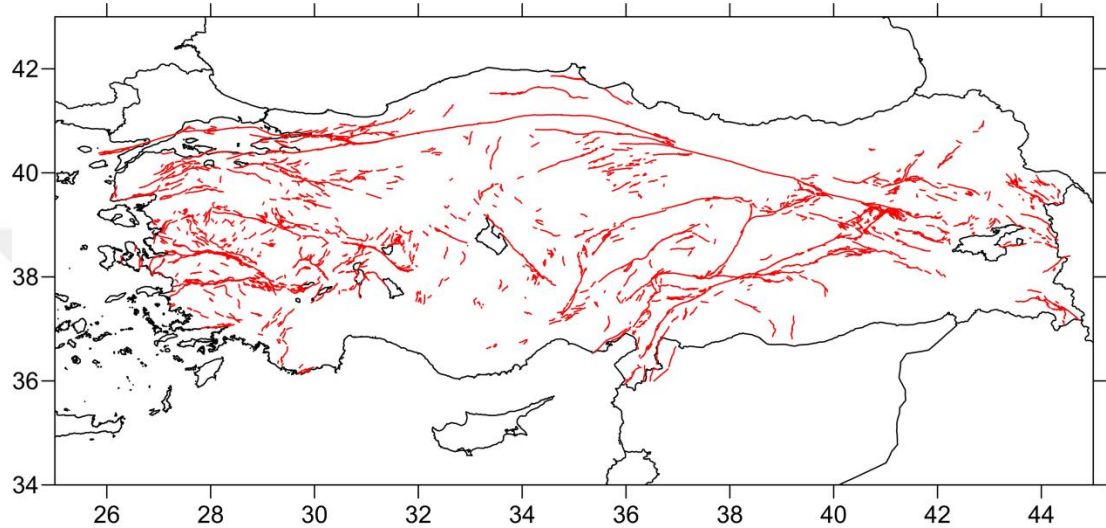
Arap levhasının kuzey yönünde 1.9 cm/yıl'lık hızla (Mc Clusky vd. , 2000) Anadolu bloğu ile çarpışma sonucu, eski yitim kuşağı boyunca, Pliyosen sırasında K-G yönlü sıkışma sonucu yaklaşık 1200 km uzunluklu, sağ yanal atımlı Ege-Anadolu ve Karadeniz levhaları arasındaki sınırı oluşturan, görelî devinim hızı 3 cm/yıl olan, 10-12 milyon yıldan bu yana hareket halinde olan Kuzey Anadolu Fayı (Ambraseys, 1970; Aytun, 1973; Seymen, 1975; Tatar, 1978; Koçyiğit, 1983; Oral vd. , 1993; Straub ve Kahle, 1995; Le Pichon vd. , 1995; Yavaşoğlu, 2003) ile Erken Miyosen ya da Orta Miyosen sonunda sol yönlü yanal atımlı 400 km uzunlukta, Ege-Anadolu levhasının güneydoğu sınırını oluşturan Doğu Anadolu fayı meydana gelmiştir (Toksöz, 1975, Le Pichon vd. , 1973).

Anadolu bloğu bu faylar boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Arap levhasının kuzeye doğru hareketi durmamış ve Kuvaterner boyunca devam etmiştir. Bu hareket Kuzey Anadolu fayı ve Doğu Anadolu fayı ile telafî edilmeye çalışılmıştır. Fakat bu hareket karşılanmamaya başlayınca Anadolu bloğu içsel deformasyona uğrayarak birbiriyle bileşik fay sistemi oluşturan faylar meydana gelmeye ve bu faylar boyunca küçük bloklar çıkmaya başlamıştır. Anadolu bloğunun batıya doğru hareketinde, Anadolu bloğunun K-G yönlü gelişmesine ve böylece D-B doğrultulu Ege Graben Sisteminin gelişmesine neden olmuştur (Demirtaş ve Yılmaz, 1996). Anadolu bloğu Yunan makaslama zonunun engellemesi sonucu daha fazla batıya hareket edememiş ve yön değiştirerek GB'ya doğru yıllık 25-35 mm hızla Akdeniz Okyanusal kabuğu üzerine hareket etmeye başlamıştır (Mc Clusky vd. ,2000).

3.8. Türkiye’deki Mevcut Faylar

Dünyada oluşan yıkıcı depremlerin çoğu faylarla ilişkilidir. Bu nedenle faylar depremlerin anlaşılmasında en önemli unsurlardan birisidir.

Türkiye iki özellikle karakteristiktir. Bu iki özellik dikey sistem yani Normal-Ters eğim atımlı faylar ve yatay sistem yani Doğrultu atımlı faylardır.

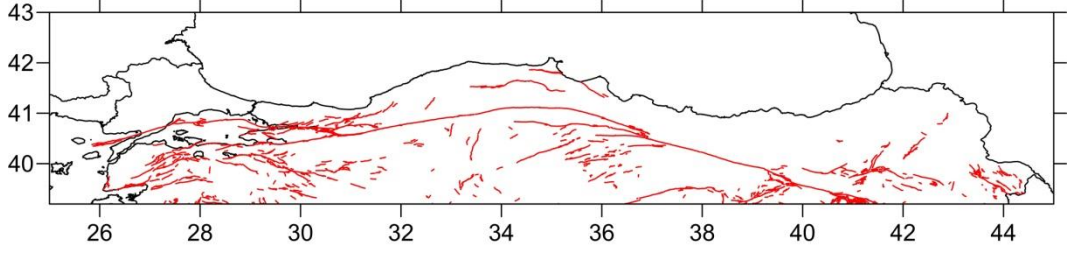


Şekil 3.3. Türkiye Diri Fay Hatları

3.8.1. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)

Kuzey Anadolu Fayı; sismik olarak dünyanın en diri faylarından birisidir. Doğuda Karlıova’dan, batıda Kuzey Ege’ye kadar uzanan ve yaklaşık 1400 km uzunluğunda, Erken-Geç Miyosen yaşlı, Arap ve Avrasya plakalarının çarpışması sonucu Plio-Kuvaterner boyunca aktif olan bir kıta içi transform fayıdır. Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi transform nitelikteki faylar boyunca (DAFZ ve KAFZ) gelişmektedir. Bu fayın karakteristik özellikleri; tektonik göller, sıcak su çıkışları travertenler, çek-ayır havzaları, yer yer de volkanik faaliyetlerdir. Edremit Soroz’dan başlar doğuya doğru Marmara Denizi ve Marmara Bölgesi’nin güneyinden Adapazarı, Bolu, Düzce, Gerede, Çerkeş, Ilgaz, Reşadiye ve Erzincan’a kadar uzanır ve Karlıova’da DAF ile birleşir. Toplam atımı yaklaşık 85-90 km civarındadır. Büyük depremlerin odak çözümleri yapılarak KAFZ boyunca egemen olan tektonik gerilmelerin konumsal olarak hem büyüklüğünde hem de doğrultusunda doğudan

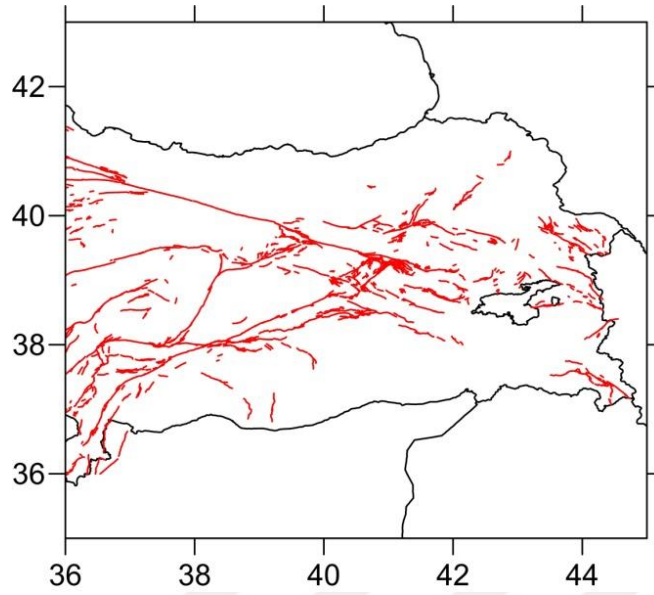
batıya doğru değiştiği görülür. Batı Anadolu'nun kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolları ve Eskişehir Fayı oluşturmaktadır. Sağ-yanal Kuzey Anadolu Fayı saatin tersine rotasyonel hareket ile batıya doğru hareket eden Anadolu-Ege bloğunun kuzey sınırını oluşturmaktadır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki depremlerin zaman içindeki dağılımlarına bakıldığında, hareketin fayın orta kısmında başladığı ve daha sonra doğu ve batı uçlarına doğu ilerlediği görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kısmı ile doğu-batı uçları farklı paleosismolojik özellik göstermektedir. Bundan dolayı fayın farklı kısımları, farklı davranışlar göstermektedir. Fayın farklı kısımlarında farklı davranışlar göstermesine neden olan bir takım faktörler bulunmaktadır. Bu faktörler; fayın o kısmındaki jeolojik, geometrik, mekanik ve yapısal özellikleri ile ilgilidir. Ayrıca bu özellikler fayın başlangıç ve bitiş noktalarını denetlemektedir. Fayın farklı kısımlarında farklı davranışlar göstermesi ve deprem tekrarlama aralıklarının farklı olması diğer bir faktör olan geometrik özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Fayın doğu kısmında, Kuzey Anadolu Fayı bileşik fayını teşkil eden Doğu Anadolu Fayı ile kesişmektedir. Fayın doğu kısmında artan gerilmeler sonucu kenarları doğrultu atımlı faylar ile sınırlandırılmış bir takım blokların çıkmasına neden olmuştur. Fayın doğu kısmı böyle özellikler gösterirken, batı kısmı fay kollarına ayrılmaktadır. Fayın doğu kısmı sıkışma etkisi altında kalırken batı kısmı çekilmeye maruz kalmaktadır. KAF'da şimdiye kadar olan depremlerin odak mekanizma sonuçları farklı gerilmelerde olduğu kanıtlanmaktadır. Bu depremlerden P ve T eksenlerinin yönlerine bakıldığında, faydaki ana sıkışma yönünün, KB-GD olduğu görülmektedir. Son birkaç yıl içinde bu fay üzerinde meydana gelen önemli depremler; 1939 Erzincan (M=8.3), 1942 Niksar-Erbaa (M=6.9), 1943 Tosya-Ladik (M=7.7), 1944 Bolu-Gerede (M=7.5), 1949 Karlıova (M=7.9), 1951 Kurşunlu (M=6.8), 1957 Bolu-Abant (M=6.8), 1966 Varto (M=6.6), 1967 Bolu-Mudurnu (M=7.0), 1971 Bingöl (M=6.8), 1992 Erzincan (M=7.0), 1999 İzmit (M=7.4), 2010 Elazığ (M=6.0), 2011 Van (M=7.2).



Şekil 3.4. Kuzey Anadolu Fay Hattı.

3.8.2. Doğu Anadolu Fayı (DAF)

Doğu Anadolu Fay Zonu; Türkiye'nin en etkin ve en diri iki ana fay kuşağından biridir. Kızıldeniz Bölgesinde açılmaya (riftleşmeye) başlayan bir okyanus ortası sırt bölgesidir. Karlıova-Antakya arasında 580 km'lik bir uzunluğu sahip olup bölgenin depremselliğinde önemli bir rol oynamaktadır (Allen, 1969; Arpat ve Şaroğlu vd.; 1972;1975; McKenzie, 1972,1976; Seymen ve Aydın, 1972; Şaroğlu vd., 1987; 1992-a; 1992-b; Ambrassey, 1989; Taymaz vd., 1991; Herece ve Akay, 1992; Nalbant vd., 2002). DAFZ, Karlıova'nın doğusunda Kargapazarı yöresinde KAFZ ile kesişen yerden başlar ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde Göynük Vadisi boyunca güneybatıya doğru devam eden sol yanal doğrultu atımlı fay zonudur. 17 km'lik atımı oklan bu fay (Şaroğlu vd., 1987; Herece ve Akay, 1992); Bingöl'de belirsizleşir fakat Palu-Pötürge arasında tekrar belirginleşip güneybatıya doğru devam eder. Pötürge'nin kuzeyinde Şiro Çayı boyunca batıya doğru devam eden segment Karakaya Barajı'nın 14 km kuzeyinden geçerek Fırat Nehri üzerinden 13 km'lik sol yönlü bir atım oluşturmaktadır (Şaroğlu vd., 1987). Güneybatıya doğru devam eden DAFZ; Çelikhan'ın güneyinden ve Adıyaman (Gölbaşı) geçerek, Gölbaşı batısında 4750 m'lik bir oluşturarak (İmamoğlu,1993; 1996) ve Kahramanmaraş'ın güneyinde Türkoğlu'nda çatallanmaktadır. Bir kolu doğrultu atımın yanı sıra eğim atım özelliği de göstererek güneyde Amanos Fayını oluştururken diğer kolu da Türkoğlu'nda doğrultu değiştirmeden güneybatıya devam eder ve Bahçe Kuzeyinden Osmaniye'den ve Ceyhan'ın güneyinden geçerek Karataş'tan Akdeniz'e iner. Son birkaç yüzyıl içinde fay üzerinde meydana gelen en önemli depremler; 1905 Pötürge Depremi (M=6.8), 1971 Bingöl Depremi (M=6.8), 1977 Palu Depremi(M=5.6) (Ateş ve Bayülke, 1977), 1986 Sürgü Depremleri (M=5.8) (Şaroğlu ve diğ., 1987) ve 1998 Ceyhan Depremleri (M=6.2)'dir.



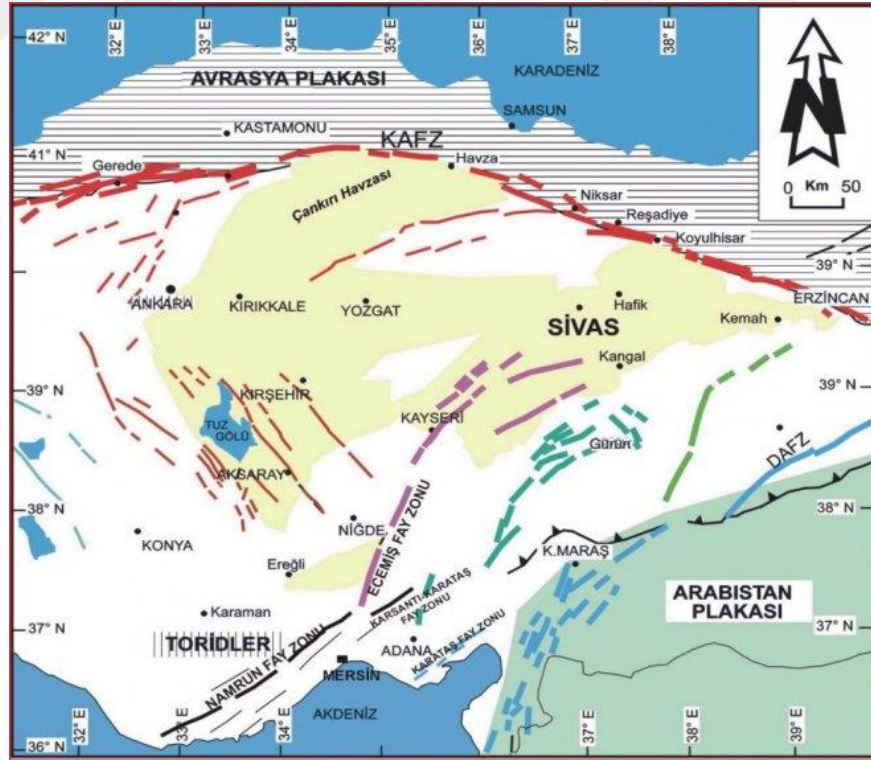
Şekil 3.5. Doğu Anadolu Fay Hattı

3.8.3.Orta Anadoludaki Belirgin Faylar

Orta Anadolu Bölgesi; kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı, doğuda Doğu Anadolu Fayı, güneyde Ölüdeniz Fay zone ve Kıbrıs Yitim Zonu etkisinde kalan üçgen biçimli geniş bir bölgeyi kapsar. Bölgenin tektonik özelliğine baktığımız da; orta ve batı Anadolu'nun Metamorfik-Kristalin masifleri ile bunların doğuya doğru olan uzantıları bu bölgede olup; tektonik ayrımında ise Orta Anadolu bölgesi “Anatolidler” ünitesi içerisinde. Orta Anadolu Bölgesi içinde KD-GB ve KB-GD doğrultulu bağımsız faylar bulunmaktadır. Bölgede önemli faylar sırasıyla Tuzgölü fayı, Ecemiş fayı, Kırıkkale (Ezinepazarı) fayı ve Kırşehir yöresi diri faylarıdır.

Tuzgölü fayı; Tuzgölü'nün doğusunda yer alan bu fay yaklaşık 200 km uzunluğunda ve doğrultusu KB-GD'dur. Sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Gülkan vd. , 1993). Fay, Şereflikoçhisar yakınlarında ters bileşene sahipken yer yer başka yerlerde normal fay bileşenleri göstermektedir. Tuzgölü fayı için derlenen verilere göre fayın diriliği için Tuzgölü fayı iki bölüme ayrılarak kuzey bölümü olası diri, güney bölümü ise diri fay olarak haritalanmıştır.

Ecemiş Fayı; Kuzeyde Kayseri-Yahyalı, batıda Dünderlı Köyünden başlayarak KKD-GGB doğrultusunda, güneyde Adana (Gülek) yakınlarına kadar yaklaşık 107 km'lik bir alanı kapsar. Fay üzerinde ölçülmüş yatay atım miktarı 40 km civarındadır (Gülkan vd., 1993). Genel doğrultusu K27°D olan Ecemiş fayı birçok kırktan meydana gelmiştir. Dünderlı-Pozantı arasında kalan 78 km'lik bölümde morfolojik olarak çok belirgindir ve bu bölümde fay diri fay olarak haritalanmıştır. Bu fay KAF ve DAF'ından sonra Türkiye'nin üçüncü fay hattıdır. Ecemiş Fayı doğrultu atımlı sol yönlü bir faydır. Buna karşılık Pozantı-Gülek arasında fay küçük parçalara bölünmekte ve doğrultusunda bazı sapmalar göstererek güneye doğru belirginliğini yitirmektedir. Fayın kuzeyinde Dünderlı-Sulucaova Köyleri arasında 12.5 km uzunluğundaki parçası sık sık doğrultu değiştirerek kavisler yaparak uzanır. Cevizli-Pozantı arasında doğuda yer alan kırık birçok küçük parçaların birleşiminden oluşur ve batıya doğru hafif bir kavis yaparak Alpu'ya kadar ulaşır. Ecemiş fayının Dünderlı-Pozantı arasındaki bölümünde, fay zonundaki yerleşme alanlarında yıkıcı olmayan depremler hissedildiğinden Kandilli tarafından aktif bir fay olarak değerlendirilmiştir



Şekil 3.6. Ecemiş Fayı

Kırıkkale (Ezinepazarı) Fayı; Orta Anadolu'nun kuzeyinde Niksar'ın 10 km güneyinde KAF'ından ayrılarak GB'ya doğru Ezinepazarı, Amasya, Sungurlu yörelerinden geçen ve Delice güneyinde sönümlenen yaklaşık 250 km uzunluğundadır. KD-GB doğrultulu ve güneye iç bükey bir yay çizerek uzanan fay Ezinepazarı yöresinin doğusudur. Bundan dolayı Ezinepazarı fayı adını almıştır. Bu fay doğrultusu ile doğudan KAF'na dar bir açı ile birleşen bir uzanım gösterir ve genelde KAF zonunun uzanımına uygundur.

Kırşehir Fayı; 1938 yılında Kırşehir-Keskin-Yerköy çevresinde etkili olan yıkıcı bir depremin ($M=6.6$) meydana gelmiş olması nedeniyle söz konusu faylardan Kırşehir Bölgesindeki fayların aktivitesinin tartışılmasına neden olmuştur. Kırşehir Bölgesinde yer alan faylar Kırşehir-Mucur ve Keskin Bölgesi olmak üzere iki alanda yoğunluk gösterirler. Bu bölgedeki bütün fayların ortak özelliği küçük boyutlu olmaları ve birbirinden bağımsız olarak değişik doğrultularda bulunmalarıdır. 1900-2000 yılları arasında Orta Anadolu Bölgesinde oluşmuş hasar yapıcı ($M \geq 4.7$) yalnızca 5 deprem meydana gelmiştir. Bunlar; 1902 Çankırı ($M=5.9$), 1938 Kırşehir-Keskin ($M=6.6$), 1938 Kırşehir ($M=4.8$), 1940 Niğde ($M=5.0$), 1998 Kayseri ($M=4.7$) depremleridir. Son 10 yılda oluşmuş olan $M \geq 4.0$ olan depremlerin dışmerkezleri özellikle Kırıkkale fayının güneybatı ucunda Ecemiş fayının orta kısmında yer almaktadır. Bu faylardan Kırıkkale fayı üzerinde oluşabilecek büyük bir deprem Ankara'yı öneli derecede etkileyebilir, yine uzun süredir suskun olan Tuzgölü fayı üzerinde Şereflikoçhisar, Aksaray ve Bor gibi önemli yerleşim alanları bulunmaktadır (Öztürk, 2004).

3.8.4. Batı Anadoludaki Belirgin Faylar

Batı Anadolu'da K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu bir çok graben gelişmektedir (Philippon, 1910;1915;1918; Ketin, 1968; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör, 1982;1987; Şengör vd., 1984). Bunlar Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz, Bakırçay, Simav, Gökova riftleri ile Kütahya ve Eskişehir'dir. Ayrıca KD-GB hatların normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylara karşılık geldiğine ve bu yörenin tektoniğinde önemli rol oynamaktadır. Bunlar; Fethiye-Burdur Fay Zonu, Bergama-Foça fayıdır. KB-GD normal faylar daha çok Güneybatı Anadolu'da yer almaktadır.

Büyük Menderes Grabeninin güneyinde KB-GD basenler bulunmaktadır ve bu doğrultuda gelişen fayların aktif olduğu depremlerin olduğu bilinmektedir (Price ve Scott, 1992). Batı Anadolu'nun fay sistemlerine bakıldığında yoğun bir deprem aktivitesi görülmektedir. Bu dönemde normal faylarla ilgili olarak 1899 Büyük Menderesi, 1928 Torbalı, 1955 Balat, 1969 Alaşehir, 1970 Gediz, ve 1995 Dinar depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Depremlere bakıldığında bu depremlerin önemli bir kısmının belirgin fayların üzerinde meydana geldiği görülmüştür.

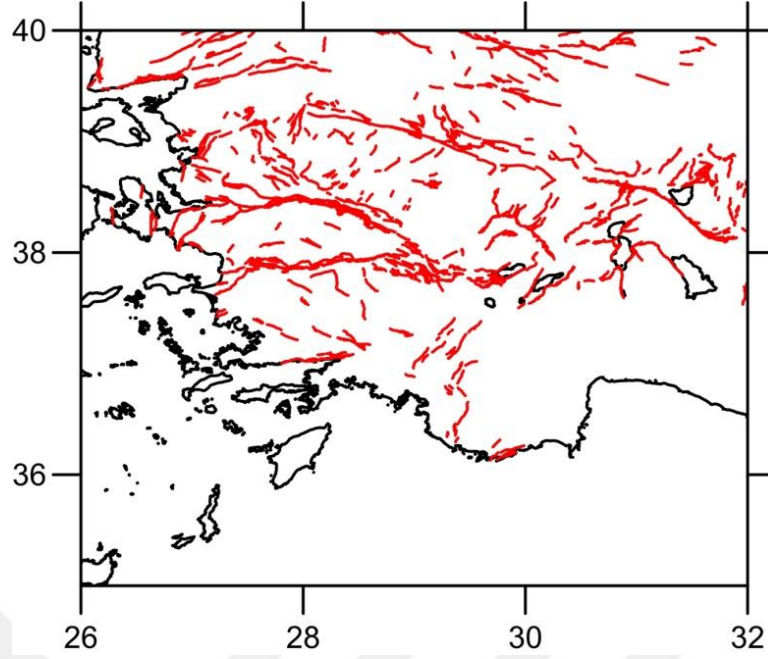
Dinar Fayı: Dinar bölgesi; horst-graben sistemi ile karakterize olan Ege açılma bölgesinin doğu sınırına yakın, Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun kuzeydoğu sınırına yakın bir bölgede yer alır. KD-GB uzanımlı Burdur-Fethiye Fay Zonu sol yönlü doğrultu atımlı aktif fay zonudur ve Güneybatı Anadolu ile Isparta üçgeni arasındaki tektonik sınırı oluşturur (Barka vd., 1995). Kuzeydoğuya doğru genişleyen Fethiye-Burdur Fay Zonu'nun batı kısmında KD-GB ve GD-KB yönlerinde olmak üzere birbirine dik yönde gelişmiş fay sistemleri mevcuttur. KD-GB doğrultu atımlı faylar üzerinde Baklan, Acıgöl ve Burdur havzaları gelişmiştir. KB-GD uzanımlı Dinar Fayı dik yönde gelişmiş ve bu havzalar kuzeydoğuda sınırlanmıştır. Yaklaşık 60 km uzunluğunda ve güneybatıya eğimli Dinar Fayı eğim atımlı normal faydır (Öztürk, 1981; Koçyiğit, 1984).

Fethiye-Burdur Fay Zonu: Fethiye-Burdur Fay Zonu normal bileşeni olan sol-yanal doğrultu atımlı bir faydır. Bu fay zonu Helenik yayının doğu kanadının KD'ya doğru devamı olarak kabul edilir (Dumont vd., 1979). Fay zonu boyunca küçük ve orta büyüklükteki depremler yoğundur.

Gökova Grabeni: Gökova Fay Zonu, Gökova Körfezinin kuzey kenarı boyunca uzanmaktadır. Doğuda Gökova Körfezi'nin doğusundaki Ula Kasabası'ndan başlar ve İstanköy GB'sına kadar devam eder. Uzunluğu yaklaşık 180 km civarındadır. Gökova Grabeni birbirine paralel normal faylardan oluşmaktadır. Bu fay zonu Ören Batısında tamamen deniz altında devam etmektedir. Gökova çevresinde tarihsel ve aletsel dönemde pek çok önemli depremler meydana gelmiştir.

Knidos Fayı: Datça Yarmadası'nın batı kısmında KD-GB ve D-B doğrultulu iki tür normal fay sistemi gelişmiştir. Bunlardan D-B olanlar Knidos, Cumalı ve Yaka Köy fayları olarak adlandırılır ve basamaklı bir geometri göstermektedir. Diğer KD-GB uzanımlı faylar Knidos'dan başlayarak Datça yakınlarına kadar uzanmaktadır. Bu da basamaklı bir geometri göstermektedir. Knidos antik kenti, Datça Yarmadası'nın batı ucunda Knidos Fayı üzerinde kurulmuş antik bir kenttir. M.S.10-1000 yılları arasında Knidos'un birkaç kere depremlerle yıkıldığı bilinmektedir (Ambraseys, 1970).

Büyük Menderes Grabeni: Büyük Menderes Grabeni Denizli ile Ege Denizi arasında 150 km'lik uzunluğa ve 10-20 km genişliğe sahip olan aktif normal faylarla sınırlı D-B doğrultulu bir çöküntüdür. Grabenin doğu ucu Pamukkale civarında Gediz Grabeni ile kesişmektedir. Batı ucu ise Germencik civarında iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kolu Kuşadası'na devam etmekte, güney kolu GB'ya dönerek Ege Denizi'ne girmektedir. Büyük Menderes Grabeni fayları Aydın'ın doğusundan başlayarak Denizli'ye doğru K-G ve D-B doğrultulu fay takımları gelişmiştir. K-G doğrultulu olanlar Nazilli kuzeyinde, Kuyucak batısında ve Atça-Kılavuzlar arasında bulunur. Bu grabenin ana fayı grabenin kuzey kenarı boyunca uzanır ve güneye doğru eğimlidir. Büyük Menderes grabeninde tarihsel dönemde birçok deprem meydana gelmiştir. (Guidobani vd., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995). 17. yüzyılda 1645, 1654 ve 1702 depremleri grabenin Denizli'den Aydın'a kadar uzanan kısmında etkin olmuştur. 1899 depremi yakın zamanda meydana gelmiş en büyük depremdir (Shaffer, 1900). 1955 Balat Depremi (M=6.7) grabenin batı ucunda meydana gelmiş ve fay düzlemi KD-GB sağ yanal hareket göstermiştir (McKenzie, 1972). Güncel sismik aktivite ise Denizli civarında yoğunlaşmıştır.



Şekil 3.7. Güneybatı Türkiye Diri Fay Haritası

Küçük Menderes Fayı : Küçük Menderes Vadisi'nin güney kısmının batı yarısından kuzeye doğru eğimli bir faydır (Erinç, 1955; Şengör vd., 1985). 1928 Torbalı Depremi'nin bu fay tarafından olduğu düşünülmektedir. Küçük Menderes Fayı batıda Efes Antik Kenti'nin güneydoğusundan geçerek Ege Denizi'ne kadar uzanmaktadır (Dumont vd., 1979; Angelier vd., 1981). Buradan Sisam Adası kuzeyinden gelen fay zone ile birleşmektedir. Küçük Menderes Fayı üzerinde meydana gelen 1928 depremi İzmir'de büyük hasarlara neden olmuştur.

Simav Grabeni: Simav Grabeni BKB doğrultulu bir grabendir. Ana fay grabenin güney kısmını sınırlamaktadır. Simav Grabeni, Simav Çayı boyunca yaklaşık 100 km uzanır (Gülkan vd., 1993). 1942 Bigadiç, 1969 Demirci, 1970 Gediz depremleri; Simav Grabeninde meydana gelen önemli depremler arasındadır.

Foça-Bergama Fay Zonu: Bergama'nın kuzeyinden başlayarak Foça'ya kadar devam eden KKD doğrultulu bir fay zonudur. Çandarlı Körfezi ile Soma arasında uzanan Bakırçay Grabeni, 10-20 km genişliğe ve 80 km uzunluğa sahiptir. Bakırçay Grabeni; bu fay zonunda bir süreksizlik meydana getirmektedir. Foça-Bergama Fay Zonu kuzeyde Balıkesir-Soma sistemi ile geniş bir zon oluşturmaktadır. 1919'daki Soma Depremi fay zonunun bu kesiminde meydana gelmiştir. Bu sistem Kütahya,

Gediz ve Simav grabenlerinin batı uçlarını sınırlamaktadır. Güneybatıda fayın ucu İzmir Körfezine kadar uzanmaktadır. Bu fay zone Kuzey Ege'nin KB Anadolu'dan daha hızlı GB'ya hareket ettiğini göstermektedir.

Tuzla Fayı: İzmir'in Güneybatısı'nda Gaziemir ve Doğanbey arasında KD-GB doğrultulu bir fay olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka, 2000). Bu fay, Türkiye Diri fay Haritası'nda Cumaovası çizgiselliği (Şaroğlu vd., 1987;1992), Cumalı ters Fayı (Eşdeğer, 1988), Orhanlı Fayı (Genç vd., 2001) olarak adlandırılmıştır. Doğanbey Burnu ile Gaziemir arasında fayın karadaki uzunluğu 42 km'dir. Fayın Güneybatı ucunda deniz tabanından alınan sismik kesitlerde geniş deformasyon zone oluşturduğu ve zondaki fayların deniz dibinde en genç çökelleri kestiği bulunmuştur (Ocakoğlu vd., 2004; 2005). Aynı çalışma doğrultusunda fayın doğrultu atımlı olduğu, deniz tabanında basınç sırtları oluşturduğu ve bu zondaki bazı fayların ters fay bileşeni göstermektedir. Tuzla Fayı denizin altında uzanan bölümüyle birlikte yaklaşık 50 km'yi aşan sağ yönlü doğrultu atımlı fay; İzmir ve çevresinin en önemli aktif tektonik yapılarından birisidir.

Seferihisar Fayı: İzmir'in güneybatısında Seferihisar yöresindeki Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanır. Fay güneye doğru Ege Denizi tabanına doğrudur (Ocakoğlu vd., 2004; 2005). Ayrıca bu fayın batısında Urla Fayı adıyla ikinci bir aktif fayın olduğu ileri sürülmüştür. Seferihisar Fayı D-B uzanımlı İzmir Fayı ile bağlantılı bir yapı gösterir. Bundan dolayı bu fay Tuzla Fayı gibi Gediz Grabeni batısındaki transfer fay demetinin içinde değerlendirilir.

Karaburun Fayı: Karaburun Fayı'nın karadaki bölümü kuzeydeki Gülbahçe Körfezi ile güneydeki Sığacık Körfezi arasında 15 km uzunluğundadır. K-G doğrultulu fayın iki ucu da denizin altına uzanmaktadır. Sığacık Körfezi açıkları doğuda Seferihisar ve Tuzla Fay Zonlarının birbirine yaklaştığı, bundan dolayı doğrultu atımlı fayların yoğun olduğu alandır. Körfez tabanında Karaburun Fayı'nın devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi yorumlanamamıştır. Bundan dolayı, Sığacık Körfezi batısındaki Teke Burnu; Karaburun Fayı'nın güney ucu olarak belirtilmiştir. Gülbahçe Körfezi'ni K-G doğrultusunda kat eden fay Mordoğan'dan kuzeye doğru KKB-GGD uzanımına geçer. Karaburun açıklarında bu faya paralel pek çok başka faylarda haritalanmıştır. Sismik kesitlerden bu fayların çoğunun ters eğim atımlı

bileşene sahip oldukları belirlenmiştir (Emre vd., 2005). Yapılan incelemelerde Karaburun Fayı'nda doğrultu atımın baskın olduğu görülmektedir.

Eskişehir Fayı: Genel doğrultusu BKB-DGD olan ve doğuda Kaymaz, batıda Uludağ arasında uzanan Eskişehir Fayı; Ege-Batı Anadolu bloğunu Kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal bileşenli bir fay zonudur. Eskişehir Fay Zonu üzerinde 20. Yüzyıldan önceki dönemlere ait önemli deprem kaydı yoktur. Eskişehir Fayı Zonu'nu oluşturan sedimentlerin aktif oldukları ve magnitudü 6'nın üzerinde deprem oluşturma potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir. İnönü ve Eskişehir havzalarının oluşmasında önemli rol oynayan Eskişehir Fay zonu transtansiyonal fay zonudur.

Akşehir Fay Zonu (Sultandağı Fayı): Akşehir Fay Zonu; ilkönce Koçyiğit (1984) tarafından adlandırılmış olup, doğuda Konya güneyi ile batıda Savaştepe (Balıkesir) İlçesi arasında uzanır. Fay zonunun genel gidişi BKB-DGD olup toplam uzunluğu 420 km'dir. Akşehir Fay Zonu; 1-50 km uzunluğunda, sık aralıklı, birbirine paralel-yarı paralel uzanımlı ve verrev atımlı çok sayıda normal faydan oluşur. Eğim miktarı derinlikle azalan küresel biçimli faydır. Fay zonu içinde yaklaşık K-G, KD-GB ve KB-GD gidişli ve kısa boyutlu çok sayıda ikincil faylar vardır (Koçyiğit vd., 2000). Fay zonunun Afyon ile Akşehir arasında kalan kesimini inceleyen Boray vd. (1985) ve Şaroğlu vd. (1987) ise "Sultandağı Fayı" olarak yeniden adlandırmışlar ve aktif bir bindirme (sıkışma) yapısı olarak yorumlamışlardır.

Ölü Deniz Fayı (ÖDFZ): Toplam yanal atım miktarı 105 km olan bu fay (Manspeizer, 1985), Ölü Deniz'den DAFZ'a kadar yaklaşık 1000 km'lik bir uzanım göstermektedir. Güneydoğu Anadolu Bölgesini batıda Kırıkhan-Hassa arasında Amik Ovası içinden geçen fay, Reyhanlı'nın kuzeyinde çatallanarak kuzeye doğru devam eder ve Narlı yöresinde DAFZ ile birleşir. Bu bölgede, bu faydan kaynaklanan ağır hasarlı büyük depremler de dahil olmak üzere pek çok deprem meydana gelmiştir ve bu fayın aktivitesi hala devam etmektedir.

3.8.5. Doğu Anadolu'daki Belirgin Faylar

Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı (BZKK): Tetis Denizi tabanının Avrasya Plakası altına dalan, sonra kıta-kıta çarpışması sonucunda gelişen bir yapı olan Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı; Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeyi boyunca gelişmiştir. Bu bindirme fayı, İran'daki Zagros Bindirme Kuşağı'nın devamı olup, doğudan batıya doğru Hakkari, Beytülşebap, Narlı, Pervari güneyi, Kozluk, Kulp, Lice kuzeyi, Ergani Kuzey, Cüngüş ve Çelikhan'dan geçer. Bu kısmında DAFZ tarafından atıma uğrayan BZKK Gölbaşı kuzeyinde tekrar ortaya çıkmaktadır. Batıya doğru iki bindirme halinde devam eden BZKK'nın bir kolu Kahramanmaraş'tan diğer kolu ise kuzeyden geçip, Andırın doğusunda güneye doğru dönerek belirsizleşmektedir. Halen etkinliği devam eden bu fay üzerinde en son 1975 Lice Depremi meydana gelmiştir.

Lice Fay Zonu: Lice'den başlayan fay, Hazro Antiklinali'nin batısından ve Hani'nin güneydoğusundan geçerek güneybatıya doğru devam eder. Hani'nin güneyinde çatallanan fayın güney kolu; Karacadağ bazaltları altında kaybolmaktadır. Fayın kuzey kolu ise Dicle Nehri'ni sol yönlü öteledikten sonra, güneybatıya doğru devam eder. Lice Fay Zonu güneybatı yönünde kesiklikler göstererek uzanmakta ve Hilvan batısında Fırat Nehri'ne paralel uzanan faya bağlanmaktadır. Lice Fay Zonu sol yönlü yanal atımın yanı sıra düşey atımı bulunan bir faydır. 1975 Lice Depremi kimi araştırmacılara göre fayın ters ve doğrultu atımlı bileşenleri eşit olan sol yönlü yanal atım sonucu meydana geldiğini savunuyor olsalar da (Eyidoğan, 1983), Lice'de yapılan çalışmalar da, fayın bindirme özelliğinin daha etkin olduğu görülmüştür (İmamoğlu, 2006)

Adıyaman Fay Zonu: Adıyaman Fay Zonu, Palu İlçesi'nin batısında, DAFZ'dan ayrılarak, güneybatıya dönerek, Hazar Gölü'nün güneyinde yer alan Helindir ve Hazar yerleşim yerlerinin içinden geçerek Adıyaman'a doğru devam eder. Yaklaşık 210 km'lik bir uzanıma sahiptir. Sol yanal atımlı fay, Fırat Vadisi'ni sol yanal olarak ötelendikten sonra Adıyaman'dan geçerek, Besni güneyinde çatallanıp kaybolmaktadır.

Bozova Fay Zonu: Bozova Fay Zonu; DAFZ'nun sağ yanal atımıdır. Adıyaman'ın güneyinde belirginleşen fay, Bozova'dan geçerek Şanlıurfa'nın mekezi yakınında

güneye dönerek Akçakale Grabeninin batı kısmını oluşturur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Son yıllardaki deprem kayıtlarına bakıldığında da Şanlıurfa yöresinde bu faydan kaynaklanan yoğun bir deprem etkinliği görülmektedir.

Kalecik Fayı: Kalecik Fayı; Bozova Fayı'nın doğusunda, Bozova'nın doğusu ile Hilvan arasında geçen kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir fay olup, Bozova fayına paralel gelişmiş bir faydır. Bu fay sağ yanal olarak gelişmiştir. Kalecik Fayı ile Bozova Fayı arasında son yıllarda yoğun bir deprem etkinliği olduğu gözlenmektedir.

Kavakbaşı Fayı: Yaklaşık 100 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Bitlis şehir merkezine yaklaşık 35 km uzunluktadır. Fay sismik olarak aktif durumdadır ve birçok depreme kaynak olabilir. Kavakbaşı Fayı ters faylama mekanizmalı K-G yönlü basınç deformasyonuna sahiptir.

Nemrut Açılma Çatlağı: Nemrut Açılma Çatlağı, Nemrut Stratovolkan'ın kuzey bölümünde yer almaktadır. Kartaş civarından kaldera duvarına yaklaşık 6 km, kaldera duvarından buhar bacalarına kadar 4 km boyunca devam eden açılma çatlağı toplam 10 km uzunluğunda K-G doğrultuludur. Açılmaların derinliği değişkendir. Ve Nemrut Boynu olarak isimlendirilen bölgede maksimum 18 m'ye kadar ulaşmaktadır. Açılma çatlağının aktif olduğuna dair pek çok veri vardır. Yaklaşık 560 yıl önce gerçekleşmiş Nemrut Açılma Çatlağına bağlı lav çıkışları; Anadolu'da bilinen en son volkanik etkinliktir. Bu etkinlikler; bölgede bulunan pek çok köy ile Bitlis İli, Tatvan İlçesi ve Gölbaşı Beldesinin risk altında olduğunu göstermektedir. K-G doğrultulu çatlak; Kartaş çevresinde 4 m genişliğe ulaşmaktadır. Nemrut Volkanının içinde bulunduğu Nemrut Kalderası oldukça yüksek aktif tektonik zon üzerinde bulunmaktadır.

Tatvan Fayı: Van Gölü'nün alt kısmında bulunan ve yeni isimlendirilen bu fay göl havzasına tamamen dik sınır faylardan biridir. Tatvan Fayı K-G doğrultulu kıydan uzak bir konumdadır ve doğu bloğunu aşağı doğru itmektedir.

Van Gölü Güney Sınır Fayı (SBF) : Van Gölü'nün en büyük tektonik olayını teşkil eden bu fay Tatvan ve Deveboynu Yarımadaı arasındaki koyun güney kısmında

doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Deveboynu Yarımadası'nın etrafında keskince döndükten sonra güney tarafından doğuya döndüğü kıyıya doğru devam ederek Gevaş İlçesi'nde sona erer. Bu sağ yanal atımlı fay özelliği göstermektedir.

Van Gölü Kuzey Sınır Fayı (NBF) : Van Gölü'nün dibinde iki ayrı parça olarak haritalanmıştır. Deveboynu Yarımadası'nın denize yaklaşık 12 km'sinde Van Gölü Kuzey Sınırı Fayı'nın doğu parçası GD-KB doğrultusunda uzanmaktadır. Fayın batı kısmı, doğu kısmının en uç batı kısmının yaklaşık 12 km kuzeyine doğru uzanmaktadır.

Süphan Fayı: Kuzeyde Erçiş ile güneyde Bitlis İli'nin Adilcevaz İlçesi arasında KD-GB doğrultusunda uzanan, toplam 30 km uzunluğunda, birden fazla kırktan oluşan küçük bir fay kuşağı niteliğindedir. Süphan Yanardağı'ndan çıkmış olan volkanik kayaları (kuvaterner yaşlı) kesmesi ve dere yataklarını sol yönde ötelemesi, fayın kuvaternerde diri ve sol yanal özellikte olduğunu kanıtlar. Süphan Fayı sol yanal atımlı fay özelliği göstermektedir.

Ahlat Fayı (Ahlat Segmenti): Bitlis İli'nin Ahlat İlçesi civarında bulunmaktadır. Sismik boşluk oluşturan doğrultu atımlı bir fay segmentidir. Bu fay deprem potansiyeli oluşturabilecek bir yapıya sahiptir.

Kuzey Doğu Bitlis Bindirme Fayı: Bitlis Bindirme Kuşağı'nın kuzeyinde yer almaktadır. Sürekli segment halinde olan bu fay arazide net görülmektedir. Yarım havza özelliği olan Muş Havzası tarafından sınırlanmış, kuzeydoğu sınırı kuzey dalımlı normal fay özelliği taşımaktadır. Güneydoğu kesiminde ise KB-GD oblik fay kuşağının dışında önemli normal bileşenli yarı graben özellik göstermektedir.

Güney Doğu Bitlis Bindirme Fayı: Bitlis Bindirme Kuşağı'nın güneyinde yer almaktadır. Bitlis Masifi'nin güney kısmında sınırlanmış, normal fay özelliği göstermektedir. Bu fay sürekli bir segment halindedir ve arazide çok net gözlemlenebilmektedir.

Malazgirt Fayı: Sol yanal doğrultu atımlı fay özelliği göstermektedir. Malazgirt İlçesi'nin 8 km doğusunda yer alan fayın genel doğrultusu KD-GB olup, uzunluğu

yaklaşık 20 km'dir. Fay değişik doğrultu ve boyutlu birkaç kırıktan oluşur. Güneyde Süphan, kuzeyde Cemalverdi Yanardağları arasında yer alan fay, her iki yanardağdan türemiş lavları kesmektedir. Fay tarafından ötelenmiş dere yatakları fayın sol yanal özellikli ve kuvaterner içinde aktivite göstermiştir. Tutak Fayı'na dik doğrultudadır. Birçok depreme kaynak olabilecek fay sismik olarak aktif durumdadır.

Muş Bindirmesi: Muş Havzası kuzey kenarı fayları genellikle D-B doğrultulu yüksek açılı bindirmelerden oluşmaktadır. Uzunluğu yaklaşık 100 km'dir. Van Gölü'nün batısında bulunmaktadır ve güneydoğuya doğru devam etmektedir. Burada olabilecek bir deprem, bölgedeki birçok yerleşim yerini etkileyecektir. Bu fay bazı kaynaklarda Otluk Fayı (Otluk Fault) olarak da geçmektedir. Muş Havzası'nı kuzeyden sınırlayan fay sistemidir. Genel olarak kıvrımlı bir yapıya sahip olmayıp, hafif eğimli bir yapıya sahiptir. Doğusunda Nemrut Stravolkanı yer almaktadır. Bu fay sağ yanal doğrultu atımlı fay özelliği göstermektedir.

Çaldıran Fayı: Tutak Fayı'nın güneydoğu ucunda yer almaktadır. Fayın uzunluğu yaklaşık 50 km'dir. Çizgisel özellik göstermektedir. 1976 yılında meydana gelen Çaldıran Depremi ile tekrar aktifleşmiş ve 55 km uzunluğunda yüzey yarılmaları izlenmiştir. Fay küçük boyutlu olup depremsellik riski yüksek olan bir faydır. Sismik olarak aktif durumdaki bu fay 1976 yılında $M=7.3$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiş ve yaklaşık 3840 kişi hayatını kaybetmiştir.

Tutak Fayı: Çaldıran Fayı'nın batıya doğru devamında yer alır. Tutak Fayı; Çaldıran fayı gibi aynı uzunluğa, morfolojik görünümüne sahiptir. Sağ yanal atımlı bir faydır. KD-GB doğrultusundadır. Fayın uzunluğu yaklaşık 50 km'dir. Birbirine paralel parçalar şeklinde ve yer yer de kollara ayrılmış bu fay bir zon şeklindedir.

Erciş Fayı: Erciş İlçesi'nin kuzeydoğusunda, KB-GD doğrultusunda uzanan ve sürekli olmayan kırıklar biçiminde gözlenir. Fayın uzunluğu yaklaşık 20 km'dir. Van Gölü'nün kuzeydoğuya doğru uzanan kolunu kuzeydoğuda sınırlar. Fay boyunca gözlenen ve doğrultu atımlı faylanmaya özgü basınç sırtları ve açılma çatlakları, Erciş Fayı'nın kuvaternerde etkin olmuş sağ yanal doğrultu atımlı bir kırık sistemidir. Bu fay deprem üretme potansiyeline sahip aktif bir faydır.

Başkale Fay Kuşağı: Yaklaşık 9-15 km genişlikte, 82 km uzunlukta K-G ile K-D gidişli sol yanal doğrultu atımlı aktif bir makaslama kuşağıdır. Kuzeybatıda Işık Köyü (Hakkari'nin yakın batısı) ile kuzeydoğuda Balıkpınarı yöresi (Türkiye-İran sınırı) arasında yer alır. Başkale Fay Kuşağı'nın güneybatı kısmı bir seri kısa ve bağımsız fay segmentinden, orta ve kuzeydoğu kesimleri ise yaklaşık K-G ve K-D gidişli, sık aralıklı, daha düzenli ve sürekli iki ayrı fay setinden oluşur. Bunlar, Başkale çek-ayır havzasının batı kenarını sınırlayan Başkale Fay Seti, ikincisi ise havzanın doğu kenarını sınırlayan Çığilsuyu Fay Seti'dir. Başkale Fay Kuşağı sismik bakımdan hala aktiftir.

Van Segmenti (Van Sismik Boşluğu): Bu zon; sismolojik olarak henüz haritalanmamıştır, sağ yanal atımlı fay sistemleriyle kontrol edilmekte ve üzerinde yoğun mikro-deprem aktivitesi görülmektedir. D-B uzanımlı Van-Muş bütün olarak düşünüldüğünde, her iki havzayı sınırlayan fay sistemleri üzerinde de aynı sismik hareketlilik görülmektedir.

Varto Fay Zonu: Varto Fay Zonu; 44 km uzunluğunda Çayçatı, yaklaşık 30 km uzunluğunda Çaylar, 26 km uzunluğunda Yeşildal ve 45 km uzunluğundaki Sazlıca segmentlerine ayrılmaktadır. Varto Fay Zonu; sağ yönlü, doğrultu atımlı bir faydır ve büyük deprem üretme potansiyeline sahiptir. Ketin (1977); Van Gölü ile İran Sınırı arasındaki bölgede yaptığı jeoloji çalışması sonucunda, doğu-batı doğrultulu yaklaşık dört fay zonu olduğunu belirlemiştir.

Şor Fayı: Zilan Çayı Vadisi'ni takip eden Şor Fayı; DB-KG doğrultusunda uzanır. Şor (Taşkapı) Köyü'nden başlar, Hasanabdal Köyü'nün güneyine kadar devam eder. Hasanabdal Kaplıcası çevresindeki jeolotermal kaynaklar ile yer yer mostra veren travertenler, Şor Fayına bağlı olarak oluşmuştur.

Adıyaman Fay Zonu Ana Kırığı (AFZAK): GB'ya doğru yaklaşık K50°D doğrultusunda uzanan ve sol yanal doğrultu atımlı olan AFZAK; Çaru Çayı yatağından sonra Palu Havzası'na ulaşır. Palu Havzası'nın doğu kenarındaki ana kırık, bu noktada Üçdeğirmenler Fayı tarafından sola ötelenir. GB'ya doğru yaklaşık aynı doğrultuda uzanan, Örtülü ve Tekevler köyleri ile Işıktepe Havzası'nın orta bölümünden geçen fay, bu noktadan sonra Hazara Havzası'nın doğu kenarını sınırlar.

AFZAK; Cumhuriyetçi Köyü yakınlarında Guleman Ofiyolitleri ile Hazar arasında yaklaşık 500 m, Işıktepe Havzası'nda Maden Çayı'nı 1.5 km ve Fırat Nehri yatağını 5 km kadar sol yanal olarak öteler.

Işıktepe Fat Seti (IFS): Işıktepe Havzası'nın doğu kenarını sınırlayan ve Işıktepe Köyü'nden başlayarak KD'ya doğru, AFZAK ile aynı doğrultuya sahip olan IFS, yaklaşık 13 km uzunluğunda ve 3 km genişliğindedir. Fay Seti boyutları özellikle Işıktepe köyü çevresinde normal bileşeni olan çok sayıda sol yanal doğrultu atımlı faydan oluşmaktadır.

Başkaynak Fay Seti (BFS): Hazar Havzası'nın batı bölümünü sınırlayan ve Başkaynak Köyü'nden başlayarak K10° - 20°D doğrultusunda yaklaşık 11 km olan fay seti; kademeli sol yönlü faylar ile K10° - 30°B arasında değişen doğrultulara sahip sağ yanal faylardan oluşmaktadır.

Üçdeğirmenler Fayı (ÜF): Üçdeğirmenler Köyü'nden geçen ve D-B doğrultusunda yaklaşık 8 km uzunluğa sahip sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Fay; batıda Hazar Grubu içerisinde geçtikten sonra batı ucunda Pleyistosen yaşlı Palu Formasyonu'nu keserek ana fay ile birleşir. Ana fay ile 25°'lik açı yapan fay, Deregan Deresi'nde 1400 m, Değirmen Deresi'nde 900 m ve Mezra Deresi'nde 600 m'lik ötelenmelere neden olmuştur.

Çakıroğlu Fayı (ÇF): Çakıroğlu Köyü yakınında AFZAK'dan ayrılan fay; D-B doğrultulu yaklaşık 8 km uzunluğundadır. Sol yanal doğrultu atımlı olan fay, Hazar Havzası'nın GB uç kesiminden başlayarak batıya doğru Pötürge Metamorfiteeri içerisinde gelişmiştir.

Gökçepelit Fayı (GPF): Gökçepelit Köyü yakınlarından başlayarak KD'ya doğru K70°D doğrultusunda, uzunluğu yaklaşık 8 km kadar olan fay, sol yanal doğrultu atımlıdır. Pötürge Metamorfiteeri içerisinde gelişmiş olan fay, aynı zamanda Gökçepelit Deresi'ni kontrol etmektedir.

4. MATERYAL VE METOD

4.1. Materyal

Türkiye, Asya kıtasının güneybatı ucunda, Anadolu yarımadası üzerinde yer almaktadır. Topraklarının bir bölümü, Avrupa'nın güneydoğusunda yer alan Balkan yarımadasının bir kısmını oluşturan Trakya'da bulunur. Bu yönüyle, Türkiye hem Asya hem de Avrupa ülkesidir.

Matematik konumun olarak Türkiye, yaklaşık 26°-45° Doğu boylamları ile 36°-42° Kuzey enlemleri arasında yer alır. Doğudan batıya 76 dakikalık bir zaman farkı vardır. Yüzölçümü 814578 km²'dir.

Ülkenin kuzeyinde; Karadeniz, doğusunda; Bağımsız Devletler Topluluğu (Gürcistan, Ermenistan, Nahçıvan), İran, güneyinde; Irak, Suriye ve Akdeniz, batısında; Ege Denizi (Adalar Denizi), kuzeybatısında ise; Yunanistan ve Bulgaristan bulunmaktadır. Topraklarının kuzeybatı kısmının ortasında Marmara Denizi vardır. Marmara Denizi, Çanakkale Boğazı ile Ege Denizine, İstanbul Boğazı ile de, Karadeniz'e bağlıdır. Ege Denizi güneyde, Akdeniz ile birleşir. Akdeniz de ise, batıda Cebeli Tarık Boğazı ile Atlas Okyanusu'na bağlantılıdır. Bu nedenle, Türkiye'nin üç tarafını çevreleyen denizler, dünya okyanuslarına açılmaktadır. Türkiye ve Karadeniz'e komşu olan ülkeler için boğazların büyük bir önemi vardır. Ayrıca İstanbul Boğazı üzerinde yapılan iki köprü (Boğaziçi ve Fatih) ile karadan Avrupa ile Asya birbirine bağlanmıştır. Diğer yandan güneyde, Türkiye; Kuzey Afrika ülkelerine çok yakındır. Kısacası Türkiye, Asya-Avrupa ve Afrika kıtalarının birleştiği konumda yer almaktadır.

Türkiye'nin kara sınırları uzunluğu 2.753 km'dir. En uzun kara sınırı; Suriye (877 km) ileidir. Gürcistan 276 km, Ermenistan 316 km, Nahçıvan (Azerbaycan) 18 km, İran 454 km, Irak 331 km, Bulgaristan 269 km, Yunanistan 212 km'dir. Denizlerle olan kıyı uzunluğu ise 8.333 km (Adalar kıyısı 1067, Anadolu kıyısı 6480 km, Trakya kıyısı 786 km)'dir. Bundan dolayı Türkiye'nin toplam sınır uzunluğu ise 11.086 km²'yi bulmaktadır.

Bir bölgenin depremselliğinin belirlenebilmesi için güncel ve tarihsel dönem depremlerinin doğru bir şekilde bilinmesi gerekmektedir. Bundan dolayı depremlerin zaman ve uzay içindeki dağılımını tanımlayan deprem kataloglarına ihtiyaç vardır. Deprem kataloglarının da homojen ve belirli bir standartta hazırlanması için bölgesel deprem tehlike haritalarına zemin oluşturulması, doğru ve güvenilir fay parametreleri ile birlikte değerlendirildiğinde bir bölge için deprem tekrarlanma aralıklarının belirlenmesi, bölgesel ya da alansal sismik gerilme analizlerinin yapılabilmesi açısından oldukça önemlidir. Bundan dolayı katalogların belirli bir standartta düzenlenmesi sırasında bazı önemli hususlar dikkate alınmalıdır. Dikkate alınacak bu hususlar;

Büyük oranda katalogdaki depremlerin magnitüd hatalarından kaçınabilmek için mümkün olan en büyük zaman aralığı seçilmelidir (Papazachos, 1974; Kijko ve Sellevol, 1989, 1992; Manakou ve Tsapanos, 2000).

Seçilen bu uzun zaman aralığı içerisinde kayıtlı olmayan yıl sayısı ve toplam yıl sayısının %25'inden az olmalıdır (Burton, 1979; Papazachos, 1999).

Tarihsel depremler günümüzle kıyaslandığında büyük oranda magnitüd ve lokasyon hatası bulunabileceğinden dolayı ve mümkün olduğunca tarihsel deprem kullanımından kaçınılmalıdır.

Eğer yinede tarihsel deprem kullanılmak isteniyorsa (b) maddesi de dikkate alınarak lokasyon hatasının 25 km'den az ve magnitüd hatasının ise 0.3'den küçük olduğundan emin olunmalıdır (Papazachos, 1999; Papazachos ve Papazachou, 1997; Kijko ve Sellevol, 1989, 1992).

Deprem kataloglarında oluşmuş depremlerin magnitüdüleri farklı magnitüd ölçeklerinde (Mb, Ms, Ml, Md, vb.) verilmektedir. Ancak yapılan depremsellik çalışmasında bir bütünlük sağlayabilmek için tüm depremlerin aynı magnitüd ölçeğinde olması ya da seçilecek magnitüd ölçeğine dönüştürülmesi gerekmektedir.

Deprem kataloğu belirlenecek bir alt magnitüd sınırına göre (Mc) tamamlanmış olmalıdır. Yapılacak olan bu düzeltmelerden sonra çalışma alanı ile ilgili

depremsellik çalışmasında kullanılacak olan deprem verilerinin lokasyon, derinlik ve magnitüdleri açısından doğru, homojen, alt sınıra göre tamamlanmış aynı magnitüd aralığında ve düzgün bir zaman aralığına göre seçilmiş bir katalog elde edilmiş olacaktır.

1964-2014 yılları arasında meydana gelmiş olan Cisim dalgası magnitüdü (M_b) $M \geq 3.5$ ve Yüzey dalgası magnitüdü (M_s) $M \geq 3.0$ olan depremler International Seismological Centre (ISC) kataloglarından ve yine aynı yıllar arasında meydana gelmiş olan Cisim dalgası magnitüdü (M_b) $M \geq 3.5$ ve Yüzey dalgası magnitüdü (M_s) $M \geq 3.0$ olan depremler ise National Earthquake Information Centre (NEIC) kataloglarından seçilerek yukarıda tanımlanan kriterler doğrultusunda çözümlemede kullanılacak yeni katalog elde edilmiştir.

Bu çalışmada uluslararası kataloğun homojen hale getirilmesi sırasında Scordilis (2006) tarafından oluşturulan ampirik bağıntılardan yararlanılacaktır.

$$M_{S,ISC} = \frac{M_{S,NEIC} - 0.05(\mp 0.02)}{(0.99)(\mp 0.003)} \quad (4.1)$$

$$M_{b,ISC} = 1.02(\mp 0.003)M_{b,NEIC} - 0.18(\mp 0.01) \quad 2.5 \leq m_{b,NEIC} \leq 7.3 \quad (4.2)$$

$$M_W = 0.67(\mp 0.005)M_S + 2.07(\mp 0.03) \quad 3.0 \leq M_S \leq 6.1 \quad (4.3)$$

$$M_W = 0.99(\mp 0.02)M_S + 0.08(\mp 0.13) \quad 6.2 \leq M_S \leq 8.2 \quad (4.4)$$

$$M_W = 0.85(\mp 0.04)M_b + 1.03(\mp 0.13) \quad 3.5 \leq M_b \leq 6.2 \quad (4.5)$$

4.2. Metod

4.2.1 Gutenberg-Richter Frekans-Magnitüd İlişkisi

Depremlerin sayısı ve büyüklükleri (magnitüdleri) arasındaki bağıntı, deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır. Genellikle ($m, \log N$) koordinatlarında doğrusal olan bu bağıntının temel parametreleri çeşitli yöntemlerle ve çeşitli veri grupları kullanılarak tespit edilebilir. Bu nedenle depremlerin normal ve yığınsal (kümülatif)

frekansları kullanılır. Depremlerin büyüklük-frekans ilişkisi ilk olarak Ishimoto ve Lida (1939) tarafından öne sürülmüştür. Bu sismologlar, Japonya'nın Kwato Bölgesi'nde meydana gelen depreme ait sismogramdaki maksimum genliklerin frekanslarını incelemişlerdir. Daha sonra Gutenberg ve Richter (1944) tarafından Güney Kaliforniya depremleri için kullanılan bir bağıntı oluşturmuşlardır. Depremlerin oluş sayıları ile magnitüdleri arasındaki ilişkiyi belirleyen Gutenberg – Richter (G – R) bağıntısı deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır. Bundan dolayı depremsellik çalışmalarında önemli bir yer tutar. Bu bağıntı;

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

şeklindedir ve depremlerin oluş sayısının deprem magnitüdü arttıkça hızlı bir şekilde azaldığını ifade eder. Burada N, M değerine eşit veya daha büyük magnitüdü depremlerin sayısı; a ve b sabit katsayılar. a sabiti deprem faaliyetinin düzeyi - kabuğun deprem üretkenliği - ile ilişkilidir ve incelenen bölgenin genişliğine ve gözlem süresine bağlıdır. b sabiti ise kabuktaki gerilme ile ters orantılı olup deprem oluşum fiziği ile ilişkilidir (Scholz, 1968; Urbancic vd., 1992; Wiener ve Wyss, 1997).

Farklı tektonik özelliklerdeki bölgelerin depremsellikleri farklıdır. Bu farktan dolayı da deprem istatistiğini de etkilemesi normaldir. Daha önce de belirtildiği gibi magnitüd-frekans bağıntısı; $\log N=a-bM$ şeklindedir. Burada a sabiti gözlem periyoduna, incelenen alanın büyüklüğüne ve deprem faaliyet seviyesine bağlı olarak değişir. Ortalama yıllık sismik aktivite göstergesi olarak da tanımlanır. b katsayısı deprem oluş fiziği ile ilgili olduğundan depremlerin istatistik çözümlerinde önemlidir. Gutenberg-Richter (1954) dünya ölçüsünde istatistik sonuçlarından yararlanarak, sığ depremler için $b=0.90 \pm 0.02$, orta ve derin depremler için $b=1.2 \pm 0.2$ değerlerini bulmuşlardır. Bu sonuçlar dünya deprem istatistiğine dayanarak $M > 6 - 6.5$ için geçerlidir. Gutenberg-Richter'in çeşitli bölgeler için verdikleri b değerleri sığ depremler için 0.45 – 1.4, orta derinlikteki depremler için 0.6 – 1.4 ve derin depremler için 1.3 – 1.5 arasında değişmektedir. Dünya ölçüsünde çalışma yapan Miyamura (1962), b değerinin 0.4 – 1.8 arasında olduğunu ve sismotektonik kuşağın jeolojik yaşına bağlı olarak değiştiğini belirtmiştir. b parametresi depremlerin istatistik çözümünde önemli bir parametre olduğu için doğrusal ilişkinin eğimini vermektedir. Kayaçların deformasyonundan dolayı deprem oluşum fiziği ile ilgili, sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden belirlenmesinde kullanılır.

Yalnız b değeri sismotektonik bölgelendirmede tamamen kullanılan bir problem değildir. Çünkü hesaplanan b değerleri kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olarak değişir. Son olarak b değerini Kornik (1969); küçük bir b değeri; yüksek gerilme düşümü ile, büyük bir b değeri ise; düşük gerilme düşümü ile ilgilidir.

Deprem magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen a, b değişkenlerinin hesaplanmasında çeşitli yöntemler kullanılır. Bu yöntemler;

1-Gözle Uydurma Yöntemi

2-En Küçük Kareler Yöntemi

3-Ağırlıklı (Genelleştirilmiş) En Küçük Kareler Yöntemi

4-En Büyük Olabilirlik (Olasılık) Yöntemi

5-Kaltek Yöntemi

6-Gutenberg-Richter Bağıntısı ($\log(N)=a-bM$ bağıntısındaki parametrelerin hesaplanması)

4.2.1.1. Gözle Uydurma Yöntemi

Bu yöntemde; (M,logN) koordinatlarından bir veri grubunu temsil eden noktalara en uygun doğru, gözle belirlenir ve doğruyu tanımlayan parametreler grafikten hesaplanır. Bulunan sonuçlar çok duyarlı olmamakla birlikte, öteki uygulanan yöntemlerle bulunan değerlerden farklı değildir.

4.2.1.2. En Küçük Kareler (EKK) Yöntemi

En Küçük Kareler Yöntemi en çok kullanılan yöntemdir. Yöntemin bir doğruya uygulanışı şöyledir: Magnitüdlere $M_i + dM_i$ ($i=1,2,\dots,n$) olan depremlerin sayılarını N_i ile gösterelim. Burada n hesaplamada kullanılan noktaların sayısını gösterir. Gauss dağılımı gösteren sürekli rastgele büyüklük olarak $\log(N_i)$ düşünelim. Bunun olasılıklı dağılım fonksiyonu;

$$p(a, b; \log N_i) = (2\pi x^2)^{-1/2} \exp\left[-\frac{1}{2} x^2 (a - b \cdot M_i - \log N_i)^2\right] \quad (i=1,2,3,\dots,n) \text{ 'dir} \quad (4.6)$$

Eğer $\log N_i$ bağımsız ise;

$$p(a, b; \log Ni) = (2\pi x^2)^{-1/2} \prod_{i=1}^n \exp\left[-\frac{1}{2} x^2 (a - b \cdot Mi - \log Ni)^2\right] \quad (4.7)$$

şeklindedir. Hesaplama kolaylık olması için logaritmik olasılık fonksiyonu kullanmak daha uygundur.

$$\ln p(a, b; \log Ni) = -\left(\frac{1}{n}\right) \cdot \ln(2\pi x^2) - \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} x^2 \cdot (a - b \cdot Mi - \log Ni)^2 \quad (4.8)$$

Maksimum olasılık (gerçeklik) prensibine göre, rastgele seçilen değişkenin en büyük olasılık değeri, olasılık dağılım fonksiyonunu maksimum yapan değerdir. Bu da;

$$-\frac{1}{2} n \cdot \ln(2\pi x^2) - \frac{1}{2} x^2 \sum_{i=1}^n (a - b \cdot Mi - \log Ni)^2 = \text{Maksimum} \quad (4.9)$$

Başlangıçtaki hipotezler altında x^2 bütün noktalar için aynı olmak koşuluyla ve işaret değiştirilerek;

$$-\frac{1}{2} n \cdot \ln(2\pi x^2) - \frac{1}{2} x^2 \sum_{i=1}^n (a - b \cdot Mi - \log Ni)^2 = \text{Maksimum} \quad (4.10)$$

elde edilir.

Bu denklem En Küçük Kareler koşuludur. En küçük kareler ile a ve b parametreleri şu formüllerle bulunur.

$$a = \left[\sum_{i=1}^n Mi^2 \sum_{i=1}^n \log Ni - \sum_{i=1}^n Mi \sum_{i=1}^n Mi \cdot \log Ni \right] \left[n \sum_{i=1}^n Mi^2 - \left(\sum_{i=1}^n Mi \right)^2 \right]^{-1} \quad (4.11)$$

$$b = \left[\sum_{i=1}^n Mi \sum_{i=1}^n \log Ni - n \sum_{i=1}^n Mi \cdot \log Ni \right] \left[n \sum_{i=1}^n Mi^2 - \left(\sum_{i=1}^n Mi \right)^2 \right]^{-1} \quad (4.12)$$

Bunların ortalama hataları m_a ve m_b 'yi veren formüller elde edilir (Prochazkova, 1970).

$$m_a = m \left(\sum_{i=1}^n Mi^2 \right)^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n Mi^2 - \left(\sum_{i=1}^n Mi \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (4.13)$$

$$m_b = m n^{1/2} \left[n \sum_{i=1}^n Mi^2 - \left(\sum_{i=1}^n Mi \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (4.14)$$

$$m = [\sum_{i=1}^n (a - b \cdot Mi - \log Ni)^2]^{1/2} n^{-1/2} \quad (4.15)$$

şeklindedir. Denklemlerden a ve b arasında,

$$a = n^{-1} \sum_{i=1}^n Mi \cdot b + n^{-1} \sum_{i=1}^n \log Ni \quad (4.16)$$

Bağıntısı bulunur.

En Küçük kareler Yönteminde iyi sonuçlar alınabilmesi için gözlem sayısının olabildiğince büyük (örneğin 100'den fazla) olması gerekir. Fakat $\log N(M)$ için bu koşul sağlanamaz (Özmenek, 1996).

4.2.1.3. Ağırlıklı (Genelleştirilmiş) En Küçük Kareler Yöntemi

En küçük kareler yöntemiyle aynı öneme sahip olan, yani x^2 saçılması gösteren noktalar için geçerlidir. Bu durum özellikle noktalar farklı duyarlılıkta olursa, uygun olmayabilir. Bundan dolayı ağırlıklı en küçük kareler yöntemini kullanırız. Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi her noktayı P_i ağırlığıyla göz önüne alır. X_i^2 ($i=1,2,\dots,n$) önceki gibi sabit değildir. Bundan dolayı X_i^2 yerine μ^2/P_i alınabilir. μ^2 her nokta için aynıdır. En küçük kareler yönteminde uygulanan koşullarla aynı yol izlenerek bu yöntem için ilk koşul;

$$a = n^{-1} \sum_{i=1}^n Mi \cdot b + n^{-1} \sum_{i=1}^n \log Ni \quad (4.17)$$

Elde edilir. Burada P_i yaklaşık olarak N_i 'ye eşit seçilerek a ve b'ye göre türevler alınarak a, b parametrelerini veren formüller elde edilebilir;

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n Ni \cdot \log Ni}{\sum_{i=1}^n Ni} \quad (4.18)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (N^\infty - Mi) \log Ni}{\sum_{i=1}^n (N^\infty - Mi) Ni Mi} \quad (4.19)$$

buradan;

$$N^{\infty} = \frac{\sum_{i=1}^n MiNi}{\sum_{i=1}^n Ni} \quad (N^{\infty} = ortalama) \quad (4.20)$$

Bu yöntem daha çok genel amaçlıdır. Bütün noktaların aynı ağırlıkta olmayan gözlem dizisi için kullanılabilir (Özmenek, 1996).

4.2.1.4. En Büyük Olasılık (Olabilirlik) Yöntemi

Deprem magnitud ilişkilerinin istatistiksel olarak hesaplanması için En Büyük Olasılık Yöntemi (Aki, 1965) kullanılmıştır. En Büyük Olasılık (Olabilirlik) Yönteminde rastgele değişken olan Ni ($i=1,2,\dots,n$) bir Poisson dağılımı göstermektedir.. yani olasılık dağılım fonksiyonu;

$$p(a,b;Ni) = \exp[-(Ni)] (Ni)^{Ni} (Ni!)^{-1} \quad (4.21)$$

ile verilir. Burada $(Ni) = 10^{a-bM}$ dir. Gözlemlerin bağımsız oldukları düşünülürse;

$$p(a,b;Ni) \cap_{i=1}^n \exp[-(Ni)] (Ni)^{Ni} (Ni!)^{-1} \text{ dir} \quad (4.22)$$

Eğer rastgele değişkenin logaritmik olasılık dağılım fonksiyonu alınırsa ve en büyük olasılık yöntemi uygulanırsa; $\ln p(a,b;Ni)$ 'nin en büyük olasılık yöntemi a ve b parametreleri için;

$$a = \log \sum_{i=1}^n Ni - \log \sum_{i=1}^n 10^{-bMi} \quad (4.23)$$

$$\sum_{i=1}^n Mi 10^{-bMi} (\sum_{i=1}^n 10^{-bMi})^{-1} - \sum_{i=1}^n Ni Mi (\sum_{i=1}^n Ni)^{-1} = 0 \quad (4.24)$$

Bu parametrelerden;

$$p(a,b;Ni) = \exp[-(Ni)] Ni^{Ni} (Ni!)^{-1} \quad (4.25)$$

denklemleri deneme-yanılma yöntemi ile çözülebilir.

En büyük olasılık yöntemi, gözlem sayısından dolayı bir sınırlama gerektirmez. Rastgele değişken olan N_i yerine rastgele değişken olarak $\log N_i$ alınmış olsaydı;

$$N^\infty = \frac{\sum_{i=1}^n M_i N_i}{\sum_{i=1}^n N_i} \text{ ve } p(a, b; N_i) = \exp[-(N_i)] (N_i)^{N_i} (N_i!)^{-1} \quad (4.26)$$

şeklinde olacaktır.

Yukarıdaki denklem yerine, iki değişken bulunduran iki logaritmik denklem elde edilirdi. Bundan dolayı böyle bir sistemin basit çözümü yoktur. Rastgele değişken olan N_i ayrı değerlere sahiptir. Onun için Poisson Dağılımı uygulanabilir.

$$b = \frac{\log_{10} e}{M_{\text{mean}} - M_{\text{min}}} \quad (4.27)$$

Burada M_{mean} magnitüdlerin ortalama değeri ve M_{min} analiz edilen depremsellik kataloğundaki minimum tamamlılık magnitüdüdür.

4.2.1.5. Kaltek Yöntemi

Bu yöntem depremselliği tanımlayan Gutenberg-Richter bağıntısındaki “b” değerinin hesaplanması için bir kabul ve bir hipotez kullanılmaktadır.

Kabul; $\log N = a - bM$ bağıntısındaki a katsayısı $M=0$ magnitüdlü depremlerin üstel dağılımını göstermektedir.

Hipotez; $M=0$ magnitüdlü depremlerin bir bölge içerisindeki tüm alt bölgelerdeki üstel dağılımı sabit bir değer alınabilir (Kalyoncuoğlu, 2007). Öncelikle bölgenin tamamı için Gutenberg-Richter bağıntısından elde edilen a parametrelerinin aritmetik ortalaması a_0 hesaplanır. Daha sonra kabul ve hipotez ile izlenen yolla her bir alt bölge için yapılan hesaplamada $a=a_0$ ve b değerleri aşağıdaki bağıntı ile hesaplanmaktadır:

$$b = a \frac{[\sum_{i=1}^{Nd} Mi \sum_{i=1}^{Nd} \log(Ni) - Nd \sum_{i=1}^{Nd} Mi \log(Ni)]}{[\sum_{i=1}^{Nd} \log(Ni) \sum_{i=1}^{Nd} Mi^2 - \sum_{i=1}^{Nd} Mi \sum_{i=1}^{Nd} Mi \log(Ni)]} \quad (4.28)$$

Nd ; veri sayısını, Mi ; magnitüdüleri; Ni ise yığınsal frekansların sembolleridir.

4.2.2. Deprem Oluşum Modelleri

Depremlerin zamana göre oluşumu gelişigüzel bir süreç olarak alınır. Geçmişte gözlenen depremlerdeki gerekli verilere bakılarak, gelecekte olabilecek depremlerin tahmini iki modele göre yapılmaktadır. Bunlar Poisson ve Markov modelleridir. Poisson Modelinde; küçük magnitütlü depremler için elde edilen gözlemsel verilerle her zaman uyumlu olmayabilir. Bunun nedeni; küçük magnitütlü depremlerin çoğu ana şoka bağlı olarak ortaya çıkan artçı depremler niteliğinde olmalıdır. Oysaki Poisson Modeli bağımsızlık varsayımı nedeniyle depremlerin zaman ortamında kümeleşme özelliği göstermemektedir. Bundan dolayı Poisson Modeli, mühendisleri ilgilendiren büyük magnitütlü ana şokların oluşumu için geçerli bir model olduğu bir gerçektir. Diğer taraftan, Markov Modelinde; gelecekte olabilecek depremler, geçmişte olan depremlere bağlıdır. Poisson Modelinde ise, depremlerin birbirinden bağımsız oldukları varsayılarak depremlerin oluşumu zaman uzayında bir Poisson süreci olarak alınır. Her iki modelden de alınan sonuçlar bir ölçüde farklı çıkmaktadır. Markov Modeli, depremlerin oluşumu için Reid tarafından 1906 SanFrancisco Depreminden sonra geliştirilen elastik yenilenme (elastic rebound) teoremine uymakta fakat elde edilmesi zor ek bilgiler ve daha fazla sayısal değerlendirmeler gerekmektedir.

4.2.2.1. Poisson Modeli

Zaman serilerinin çözümlenmesinde kullanılan yöntemler çeşitli araştırmacılarca rastgele seçilen bir deprem dizinini analitik olarak modellemekte kullanılmıştır. Uygulama ve kavram bakımından basit olması nedeniyle, deprem oluşumunu modellemekte en çok kullanılan model Poisson Modelidir. Depremlerle ilgili istatistik veriler ve bunlarla ilgili fiziksel olayların incelenmesi Poisson Modelindeki bir takım eksikliklerini ortaya çıkarmaktadır. Poisson Modelindeki kabule göre bir

sonraki depremin olması için geçen zaman dağılım bir önceki depremin oluşundan itibaren geçen zamandan etkilenmez. Halbu ki, gerçek fiziksel modellerde enerji yavaş yavaş yayılır ve aniden boşalır. Böylelikle bir sonraki olayı etkiler. İstatistik veriler Poisson Modelinin büyük depremler için geçerli olduğunu göstermektedir. Bundan dolayı küçük alanlar alındığında Poisson Modeline uymadığı görülmüştür (Knopoff, 1964). Depremin zaman uzayında bir Poisson süreci oluşturabilmeleri için aşağıdaki koşulları sağlaması gerekir:

- a) Deprem oluşumu bir Poisson süreci olduğu ve M_i magnitüdüleri zaman ortamında istatistiksel bakımdan birbirinden bağımsız ve eşit olarak dağıldığı düşünülür.
- b) Küçük bir zaman aralığında bir depremin olma olasılığı, zaman aralığının uzunluğuyla orantılıdır.
- c) Belirli zaman aralığında birden fazla deprem olma olasılığı, tek bir deprem olma olasılığına göre ihmal edilebilecek derecede küçüktür.

Birinci varsayıma göre, belirli bir zamanda herhangi bir oranda olabilecek bir yer sarsıntısı, geçmiş depremlere bağlı olmadığı gibi gelecekte olabilecek depremleri etkilemez. Üçüncü varsayım ise δt gibi küçük zaman aralığında birden çok deprem olamayacağını ifade etmekte ve bu da gerçekçi bir varsayım olduğu, gözlem sonuçlarıyla da uyum sağlamaktadır (Özmenek, 1996). Bu varsayımlar ışığında, δt zaman aralığında magnitüdüleri M 'den büyük N depremin meydana gelme olasılığı;

$$P(N, \delta t) = \frac{(\lambda \delta t)^N e^{-\lambda \delta t}}{N!} \quad (4.29)$$

ile verilir.

Burada λ birim zamanda (genelde 1 yıl) meydana gelen deprem sayısıdır. Böyle bir modelde yığınsal frekans dağılımı; yani δt zaman aralığında N veya daha az deprem bulunma olasılığı;

$$F(N, \delta t) = \sum_{k=0}^N \frac{(\lambda \delta t)^k}{k!} e^{-\lambda \delta t} \quad (4.30)$$

ile verilir. Poisson sürecinde deprem oluşumları arasındaki zamanlar negatif üstel dağılım gösterir.

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (4.31)$$

Burada P, iki deprem arasında verilen bir $(t, t+dt)$ zaman aralığı olma olasılığıdır. Buna karşılık gelen yığınsal dağılım fonksiyonu;

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (4.32)$$

dir.

Burada F(t), iki deprem arasında verilen zaman aralığının t veya daha az olma olasılığıdır.

Ayrıca gerçek dağılım modeli oluşturma olasılığı matematiksel olarak mümkündür. Aşağıda verilen formülde bize bu olasılığı vermektedir.

$$P(N) = \frac{n_r}{\sum_{r=0}^N n_r} \quad (4.33)$$

4.2.2.2. Markov Modeli

Markov Modeli; Reid tarafından önerilen elastik yineleme teoremine uymaktadır. Reid'in sığ depremlerin oluşumunu açıklayan kuramını şu şekilde özetleyebiliriz. Yer kabuğunda oluşan hareketler kayalarla gerilmelere neden olur. Kayalar belirli bir gerilmeye kadar dayanır ve sonra kırılırlar. Depremler bu kırılmalar sonucu oluşurlar ve kayalarda biriken gerilmelerin tümünün veya bir kısmının giderilmesini sağlarlar. Daha önceki depremlerde bu gerilmelerin ne oranda giderildiği bilindiği için daha sonraki depremlerin oluş zamanlarını ve şiddetlerini etkileyecektir. Buna bağlı olarak da gelecekteki depremler geçmişteki depremlere bağlı olacaktır. Kesikli parametrelili rastgele süreç, $t=0,1,2,\dots$ değerler için geçerli olan ve $x(t)$ ile simgelenen bir işlev ile tanımlayalım. Eğer $x(t)$ 'nin koşullu olasılığı, yalnızca bir zaman birimi

öncesindeki değer, $x(t-1)$ 'e bağlı ise, bu tür rastgele süreçlere “Birinci Dereceden Markov Zinciri” denir. Matematiksel olarak bu zincir, aşağıdaki gibi gösterilir:

$$P_r[x(t) | x(0), x(1), x(2), \dots, x(t-1)] = P_r[x(t) | x(t-1)] \quad (4.34)$$

Bu tür Markov Zincirleri bir adım akıllı oluşumlardır, çünkü yukarıdaki denklemde olduğu gibi olasılıklar yalnızca bir zaman birimi öncesine bağlıdır. Markov oluşumlarında, bir olaydan diğerine geçişteki sürekliliği sağlayan geçiş olasılıklarının belirlenmesi gereklidir. Bir adımlık geçiş olasılıkları matrisi şeklinde gösterilir. $[P]$ şeklinde simgelenen ve bir adımlık geçiş matrisi olarak isimlendirilen bu matris, sistemin tanımlanan durumları arasındaki geçiş olasılıklarını içerir. Denklemlerin yazılmasında kolaylık olması için “deprem olur” olayı 1 (bir) ve “deprem olmaz” olayı ise 0 (sıfır) olarak simgelenmiştir. İki durumlu Markov Zinciri için bir adımlık geçiş matrisi aşağıdaki gibidir:

$$[P] = \begin{matrix} & \begin{matrix} 0 & 1 \end{matrix} \\ \begin{matrix} 0 \\ 1 \end{matrix} & \begin{bmatrix} 1-p & p \\ q & 1-q \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (4.35)$$

Bu matriste;

- $P = P_r[x(t) = 1 | x(t-1) = 0]$; bir önceki zaman biriminde bir deprem olmadığı bilindiğine göre, bu andaki zaman birimi içinde deprem olma olasılığını ifade etmektedir.
- $q = P_r[x(t) = 0 | x(t-1) = 1]$; bir önceki zaman biriminde bir deprem olduğu bilindiğine göre, bu andaki zaman birimi içinde deprem olmama olasılığını ifade etmektedir.

Markov modelinde seçilen zaman birimi içinde birden çok deprem olma olasılığının ihmal edilebilir derecede küçük olduğu varsayılır. Sistemin başlangıç durumu $\cap(0)$ ile simgelenen satır vektörü ile tanımlanırsa, sistemin n adım sonraki durumu;

$$\cap(0)[P]^n = \cap(0) \cdot \emptyset(n) \quad (4.36)$$

şeklindedir. Burada $\emptyset(n)$, n adımlı geçiş matrisi olup, sistemin tanımlanan durumları arasında n adımlı geçiş olasılıklarını ifade etmektedir. Verilen bu açıklamalar altında;

$$\emptyset(n) = [P]^n = \frac{1}{p+q} \begin{bmatrix} p & q \\ q & p \end{bmatrix} + \frac{(1-p-q)^n}{p+q} \begin{bmatrix} p & -q \\ -q & p \end{bmatrix} \quad (4.37)$$

şeklindedir.

n sonsuza giderken ve $0 < p+q < 2$ eşitsizliği sağlanıyor ise yani $0 < |1-p-q| < 1$ ise;

$$\emptyset = \frac{1}{p+q} \begin{bmatrix} p & q \\ q & p \end{bmatrix} \quad (4.38)$$

olur. Bu limit durumu için olasılıklar;

$$\cap = (0,1)\emptyset = (1,0)\emptyset = \left[\frac{q}{p+q}, \frac{p}{p+q} \right] \quad (4.39)$$

olur.

4.2.3.Bölgesel Deprem Magnitüdü Belirlenmesinde Teorik $M_{\min}$ İşlemleri

İnceleme alanı içerisinde belirli bir zaman aralığında (T) meydana gelen en küçük magnitüdlü depreme ($m_{\min}$) eşit ya da daha büyük magnitüddeki depremlerin hepsinin (n) kaydedildiği varsayılmaktadır. Bu durumda “ $m_{\min}$ ” değerinin bilindiği ve tamamlılık magnitüdü olarak ifade edildiği bilinmektedir. Magnitüd değerlerinin bağımsız, eşit dağılmış olduğu; olasılık yoğunluk fonksiyonu (PDF) $f_M(m)$ ile rastgele değerler olduğu ve kümülatif dağılım fonksiyonu (CDF) $F_M(m)$ olduğu varsayılmaktadır.

Yapılan çalışmalarda büyüklük değerleri olasılık yoğunluk fonksiyonu (PDF) $f_M(m)$ ve kümülatif dağılım fonksiyonu (CDF) $F_M(m)$ ile bağımsız, eşit dağılmış ve rastgele değerler olarak varsayılmaktadır.

Bilinmeyen parametre olan “mmax” magnitüd aralığının üst sınırıdır. Bu nedenle en büyük bölgesel magnitüd değeri olarak tanımlanan bu parametrenin tahmin edilmesi gerekmektedir. Bundan dolayı 12 farklı yöntem bulunmaktadır (Kijko, 2002). Bu yöntemler;

1. Tate-Pisarenko Yöntemi
2. Kijko- Sellevoll (Kramer Yaklaşımı) Yöntemi
3. Kijko- Sellevoll (Kesin Çözüm) Yöntemi
4. Kijko-Sellevoll- Bayes Yöntemi
5. Tate-Pisarenko- Bayes Yöntemi
6. Robson- Whitlock- Cooke Yöntemi
7. Robson- Whitlock Yöntemi
8. Parametrik Olmayan İstatistik Yöntemi
9. Parametrik Olmayan Gauss Kernel Yöntemi
10. Beş adet en büyük depreme göre belirleme yöntemi
11. Kümülatif dağılım deprem magnitüdlere göre L1 norm dağılımına uygun olarak belirleme yöntemi
12. Kümülatif dağılım deprem magnitüdlere göre L2 norm dağılımına uygun olarak belirleme yöntemi

Bu çalışmada yukarıda belirtilen 12 farklı yöntemden sadece 5 yöntem (Tate-Pisarenko Yöntemi, Kijko- Sellevoll Yöntemi, Tate- Pisarenko- Bayes Yöntemi, Robson- Whitlock Yöntemi ve Robson- Whitlock- Cooke Yöntemi) uygulanmıştır. Uygulanan bu 5 yöntem bölüm 5.1 de ayrıntılı bir şekilde anlatılmıştır.

4.2.3.1. Tate-Pisarenko İşlemi

Bu dönüşüm $y=F_m(m)$, CDF arasındaki en büyük $(Y_1, Y_2, \dots, Y_n)$, burada Y_N, y^n e eşittir ve beklenen değer $E(Y_n)=n/(n+1)$ 'dir. Maksimum moment (m_{max}) magnetüdünü belirlemek için olasılıklardan birinin tanımlanması için $E(Y_n)= y_n$ eşitliğinden yola çıkarak

$$F_M(m_{max}^{obs}) = \frac{n}{n+1} \quad (4.40)$$

Formülü elde edilir. (4.40)'daki bağıntıda görüldüğü gibi m_{max} değeri (m_{max}^{obs}) ve n olur ve denklemin bir kökü olarak elde edilir. Yukarıdaki sonuç deprem büyüklüğü herhangi bir CDF için geçerlidir. $f_M(m)$, tam olarak büyük olayları anlatan ve kesme durumunun yerine getirilmesi için gerekli değildir. (4.40)'daki denkleme bakıldığında, alternatif bir denklem elde etmek kolaydır, ancak bir m_{max} değeri net olarak (4.41) no'lu formüldeki şekilde yazılabilir

$$m_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1}{nf_M(m_{max}^{obs})} \quad (4.41)$$

(4.41) no'lu denklemde istenilen m_{max} değeri her iki tarafında değeri olduğu unutulmamalıdır. Bununla birlikte, bu denklemdeki m_{max} değeri tahmini bir değerdir ve sadece tekrarlama ile elde edilir. (4.41) no'lu denklemin yapısı gereği çok genel ve çok ilginç özellikleri vardır. Örneğin her PDF için $f_M(m)$ geçerli olup, herhangi bir ek koşulun yerine getirilmesini gerektirmez. Aynı zamanda deprem sayısı n bilinmemektedir. Bu durumda deprem sayısı λT ile değiştirilebilir. Böyle bir değiştirme işleminin eşdeğer olduğunu birim zamanda meydana gelen deprem sayısı T zaman içinde sismik katalog açıklığı ile parametre λ ile bir Poisson dağılımı için uygundur. Düzeltme teriminin değeri $\Delta = [nf_m(m_{max}^{abs})]^{-1}$ asla negatif olamaz. (4.41) no'lu denklemde m_{max} değeri asla ölçülmüş değerden küçük olamaz.

$$f_M(m) = \begin{cases} 0, & m < m_{min} \\ \frac{\beta_{exp}[-\beta(m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]}, & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1, & m \geq m_{max} \end{cases} \quad (4.42)$$

(4.42) no'lu denklemin basit formdaki şekli,

$$m_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1 - \exp[-\beta(m_{max}^{obs} - m_{min})]}{n \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]} \quad (4.43)$$

şeklindedir.

Burada $\beta = b \ln(10)$, ve b frekans şiddetindeki Gutenberg-Richter parametre dağılımı denklem (4.43)'de, küçük değişiklikler ile Tate (1959) için yapılan

uygulamadır. Bu uygulama Gutenberg-Richter büyüklük dağılımı ve Pisarenko ve diğ. (1996) tarafından kullanılmıştır. (4.43) no'lu denklemin çözümü m_{max} değerini sağlar ve Tate-Pisarenko m_{max} değeri ya da kısaca $T - P$ değeri denir. Sonuç olarak Tate- Pisarenko $(T - P)$ yöntemi yapılan düzeltmeler sonucunda (4.44) no'lu bağıntıda gösterildiği şekilde elde edilir.

$$VAR(m_{max}) = \delta_m^2 + \frac{n+1}{n^3} \left[\frac{1 - \exp[-\beta(m_{max}^{obs} - m_{min})]}{\beta \exp[-\beta m_{max}^{obs} - m_{min}]} \right]^2 \quad (4.44)$$

Burada; δ_m standart sapmayı ifade etmektedir.

4.2.3.2. Kijko-Sellevol İşlemi (Cramer Yaklaşımı)

m_n , gözlenen en büyük magnitüd değeri olmak üzere m_{max}^{abs} ;

$$f_{m_n}(m) \begin{cases} 0, & m < m_{min} \\ [f_m(m)]^n, & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1, & m > m_{max} \end{cases} \quad (4.45)$$

Parçalar bütünleştirildikten sonra, beklenen değer M_n , $E(M_n)$,

$$E(M_n) = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m dF_{M_n}(m) = m_{max} - \int_{m_{min}}^{m_{max}} F_{M_n}(m) dm \quad (4.46)$$

Bundan dolayı,

$$m_{max} = E(M_n) = \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_M(m)]^n dm \quad (4.47)$$

$$m_{max}^{abs} = m_{max}^{abs} + \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_M(m)]^n dm \quad (4.48)$$

(4.48) no'lu bağıntıda eşitliğin her iki tarafında “ m_{max} ” değeri yer aldığı için olması gerek “ m_{max} ” değerini elde etmek için iterasyon işlemi yapılmalıdır.

$\Delta = \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_M(m)]^n dm$ kadar “ m_{max} ” değerinde artma görülür.

$$F_M(m) = \begin{cases} 0, & m < m_{min} \\ \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]}, & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1, & m > m_{max} \end{cases} \quad (4.49)$$

(4.48) no’lu denklemin ardından, gerekli olan integral hesaplamalar ile birlikte

$$\Delta = \int_{m_{min}}^{m_{max}} \left[\frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]} \right]^n dm \quad (4.50)$$

elde edilir.

(4.50) no’lu bağıntının daha basit formda çözümünü yapabilmek için Cramer yaklaşımı uygulanabilir. Cramèr (1961) ‘e göre, $[F_M(m)]^n$ değeri yaklaşık olarak $\exp \{-n [1 - F_M(m)]\}$ değerine eşittir. Gerekli olan yer değiştirmeler yapıldıktan sonra gösteriyor ki $[F_M(m)]^n$ değişiminden sonra Cramèr yaklaşık değeri (4.50) no’lu denklem şeklini alır.

$$\Delta = \frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \exp(-n_2)} + m_{min} \exp(-n) \quad (4.51)$$

bağıntısı elde edilir.

Burada;

$$n_1 = \frac{n}{\{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]\}} \quad (4.52)$$

$n_2 = n_1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]$ ve $E_1(.)$ bir integral üstel fonksiyon olarak belirtilmiştir.

$E_1(z) = \int_z^\lambda \frac{\exp(-\lambda)}{\lambda} d\lambda$ ve yaklaşık olarak $E_1(z) = \frac{z^2 + a_1 z + a_2}{z(z^2 + b_1 z + b_2)} \exp(-z)$ şeklinde yazılıp hesaplanabilir. Bu bağıntıda yer alan katsayılar $a_1 = 2.334733$, $a_2 = 0.250621$, $b_1 = 3.330657$ ve $b_2 = 1.681534$ olarak ifade edilmiştir (Abromowitz ve Stegun, 1970). Bu nedenle, (4.52) no'lu denklem, (4.48) no'lu denklemdeki, Gutenberg-Richter frekans-magnitüd dağılımı için, m_{max} denkleminin bir çözümü olarak elde edilir.

$$m_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \exp(-n_2)} + m_{min} \exp(-n) \quad (4.53)$$

(4.53) no'lu denklem, mevcut hali ile eşitliğin sağ tarafında bulunan ve aynı zamanda " m_{max} " içeren n_1 ve n_2 ifadeleri nedeniyle " m_{max} " için değerlendirici değildir. Genel durumda, " m_{max} " ın değerlendirilmesini elde etmek için (4.48) no'lu denkleme iterasyon işlemi uygulanmalıdır. Bununla birlikte yapay verilere dayalı olarak sayısal testler gösteriyor ki,

$m_{max} - m_{min} \leq 2$, $n \leq 100$, n_1 ve n_2 parametrelerindeki m_{max} yerine m_{max}^{abs} kullanılabilir.

(4.53) no'lu denklemi Kijko ve Sellevoll (1989)'da uygulamışlardır. Bu denklem daha sonra Çin (Yurui ve Tianzhang, 1997), Kanada (Weichert ve Kijko, 1989), İran (Motozedian vd.,1997), Hindistan (Shonker, 1998), Romanya (Merza vd., 1991), Yunanistan (Papadopoulos ve Kijko, 1991), Cezayir (Hamdache, 1998, Hamdache vd., 1998), İtalya (Slejko ve Kijko, 1991), İspanya (Garcia-Fernandez vd., 1992) , Türkiye (Alptekin, Öncel, 1992; Alptekin vd., 1992) ve Batı Hint Adaları (Aspinall vd., 1994) gibi bir çok aktif deprem bölgelerinde maksimum deprem magnitüd tahmini için kullanılır olmuştur.

Sonuç olarak Kijko- Sellevoll Yöntemi yani Cramer yaklaşımında (K-S-C) yapılan düzeltmeler sonucunda aşağıda yazılan (4.54) nolu denklem elde edilir.

$$VAR(m_{max}) = \delta_m^2 + \left[\frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \exp(-n_2)} + m_{min} \exp(-n) \right]^2 \quad (4.54)$$

Burada δ_m en büyük gözlenen magnitüd m_{max}^{abs} belirlenmesinde standart sapmayı ifade etmektedir. m_{max} değeri de K-S denklemindeki önemli eksiklik varsayımları düşünüldüğünde; (i) sismik aktivitesi, zaman içinde sabit kalır, (ii) büyüklük dağılımı seçilmiş fonksiyonellere uygun bir şekilde açıklanır ve (iii) dağılım için varsayılan fonksiyonların parametreleri hatasız bilinmelidir.

4.2.3.3.Kijko-Sellevol

m_{max} değerinin belirlenebilmesi için (4.48) no'lu denklem takip edilmeli ve gereken integral hesaplamaları yapıldıktan sonra (4.50) nolu denklem elde edilmişti. Fakat (4.50) no'lu denklemin hesaplanması basit bir çözüm değildir. Bundan dolayı “n” değerinin pozitif bir tamsayı olması halinde Dwight (1961) tarafından yeni bir bağıntı geliştirilerek (4.55) no'lu denklem elde edilmiştir.

$$\Delta = \frac{m_{max} - m_{min} + \frac{1}{\beta} \sum_{i=1}^n \frac{(-1)^i}{i} \binom{n}{i} [1 - \exp(-i\beta(m_{max} - m_{min}))]}{[1 - \exp(-\beta(m_{max} - m_{min}))]^n} \quad (3.55)$$

(4.48) no'lu denklem ve (4.55) no'lu denklemden yola çıkarak m_{max} denkleminin bir çözümü olarak aşağıdaki denklem elde edilir.

$$m_{max} = m_{max}^{abs} + \frac{m_{max} - m_{min} + \frac{1}{\beta} \sum_{i=1}^n \frac{(-1)^i}{i} \binom{n}{i} [1 - \exp(-i\beta(m_{max} - m_{min}))]}{[1 - \exp(-\beta(m_{max} - m_{min}))]^n} \quad (4.56)$$

Böylece (4.56) no'lu denklemin çözümü m_{max} , büyüklükleri Gutenberg-Richter ilişkisini “kesin” olarak açıklar. Frekans-magnitüd Gutenberg-Richter dağılımı için m_{max} 'ın tam ifadesi K-S'un yaklaşık olarak varyans formudur.

$$\begin{aligned} &VAR(m_{max}) \\ &= \delta_m^2 + \frac{m_{max} - m_{min} + \frac{1}{\beta} \sum_{i=1}^n \frac{(-1)^i}{i} \binom{n}{i} [1 - \exp(-i\beta(m_{max} - m_{min}))]}{[1 - \exp(-\beta(m_{max} - m_{min}))]^n} \end{aligned} \quad (4.57)$$

Burada δ_m en büyük gözlenen büyüklüğü m_{max}^{abs} 'ın belirlenmesinde standart sapmayı ifade etmektedir.

4.2.3.4. Tate-Pisaregko-Bayes İşlemi

Sismik aktivitede birçok çalışma; deprem süreci, zamansal eğilimler, döngüler, kısa dönmeli salınımlar ve rastgele dalgalanmaları önermektedir. Tüm dünyadan gelen sismik aktivite zamansal değişimin iyi belgelenmiş durumdaki listesini (Kijko ve Graham, 1998) tarafından verilmiştir. Sismik aktivite değişimi rastgele bir süreci Bayes tarafından oluşturulan model parametreleridir. Yukarıda belirtilen rastgele belirsizleri sağlamaktadır (DeGroot, 1970). Magnitüd değerlendirmesi için bir Bayes Tabanlı Tate-Pisarenko denklemi Gutenberg-Richter parametresi b belirsizliği dikkate alınımı ile gösterilecektir. Frekans şiddetindeki Gutenberg-Richter eşitliğindeki b parametresinin Gama dağılımındaki “ p ” ve “ q ”, parametreleri ile ifade edildiği varsayımından yola çıkarak Campbell (1982) tarafından (4.58) ve (4.24) nolu denklemler geliştirilmiştir.

$$f_m(m) = \begin{cases} 0, & m < m_{min} \\ \beta C_\beta \left(\frac{p}{p + m - m_{min}} \right)^{q+1}, & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1, & m > m_{max} \end{cases} \quad (4.58)$$

Ve

$$f_m(m) = \begin{cases} 0, & m < m_{min} \\ C_\beta \left[1 - \left(\frac{p}{p + m - m_{min}} \right)^q \right], & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1, & m > m_{max} \end{cases} \quad (4.59)$$

Burada c_β normalleştirme katsayısıdır. p ve q β değeri ortalama ve varyans cinsinden ifade edilebilir. Ayrıca $p = \beta^- / (\delta_\beta)^2$ ve $q = (\beta^- / \delta_\beta)^2$ dir. β^- sembolü, bilinen β ortalama değerini temsil eder. δ_β ise β dağılımındaki standart sapma değeridir ve $c_\beta \{ [1 - (\frac{p}{p+m_{max}-m_{min}})^q] \}^{-1}$ 'e eşittir. Bu parametre β belirsizliği yukarıdaki gibi benzersiz olduğuna dikkat etmek gerekir. Örneğin aynı

amaç için, Mortgat ve Shah (1979) dağılımlarını Bernoulli ve Beta bir arada kullanmışlardır. Dang vd. (1984) yanı sıra Travnakasis ve Tselentis (1987) tekdüze ve çok terimli dağılımlarını bir arada kullanmışlardır. Parametrelerdeki mevcut olan belirsizliklerin her türlü kullanımı alternatif yolların özetleri, model ve verilerde Bender ve Perkins (1993) ve Rhoades vd. (1994) el kağıtlarında bulunur. (4.41) no'lu ve (4.58) no'lu denklemlerin sonucunda (4.60) no'lu denklem bağıntısı elde edilir.

$$m_{max} = m_{max}^{abs} + \frac{1}{n\beta c_\beta} \left(\frac{p}{p+m_{max}^{abs}-m_{min}} \right)^{-(q+1)} \quad (4.60)$$

Sonuç olarak Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemi (T-P-B) yapılan düzeltmeler sonucunda (4.61) no'lu denklemde gösterildiği şekilde elde edilir.

$$VAR(m_{max}) = \delta_m^2 + \left[\frac{n+1}{n^3} \right] \frac{1}{(n\beta c_\beta)^2} \left(\frac{p}{p+m_{max}^{abs}-m_{min}} \right)^{-2(q+1)} \quad (4.61)$$

Burada δ_m gözlenen en büyük magnitüd m_{max}^{abs} tespitinde standart sapmayı ifade eder.

4.2.3.5. Kijko-Sellevoll-Bayes İşlemleri

(4.56) ve (4.48) no'lu denklemlerden yola çıkarak (4.62) no'lu denklem elde edilir.

$$\Delta = (c_\beta)^n \int_{m_{min}}^{m_{max}} \left[1 - \left(\frac{p}{p+m_{max}-m_{min}} \right)^q \right]^n dm \quad (4.62)$$

Bu işlem, Cramer yaklaşım uygulamasından sonra, (4.63) no'lu denklem ifade edilir.

$$\Delta = \frac{\delta^{1/q+2} \exp[nr^q/(1-r^q)]}{\beta} \left[\Gamma(-1/q, \delta r^q) - \Gamma(-1/q, \delta) \right] \quad (4.63)$$

Burada, $r = \frac{p}{(p+m_{max}-m_{min})}$, $c_1 = \exp[-n(1-c_\beta)]$, $\delta = nc_\beta$ ve $\Gamma(.,.)$ tamamlanmamış (eksik) gamma fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır. (4.48) no'lu

denklemden yola çıkarak , m_{max} 'ı belirleyen K-S denkleminin Bayes formu (4.64) no'lu denklem şeklini alır.

$$m_{max} = m_{max}^{abs} + \frac{\delta_m^{\frac{1}{q}+2} \exp[nr^q/(1-r^q)]}{\beta} [\Gamma(-1/q, \delta r^q) - \Gamma(-1/q, \delta)] \quad (4.64)$$

(4.64) no'lu bağıntıda eşitliğin her iki tarafında “ m_{max} ” değeri yer aldığı için olması gereken “ m_{max} ” değerini elde etmek için iterasyon işlemi yapılmalıdır.

Sonuç olarak Kijko-Sellevoll-Bayes Yönteminde (K-S-B) yapılan düzeltmeler sonucunda (4.65) no'lu denklem aşağıdaki gibi elde edilir.

$$VAR(m_{max}) = \delta_m^2 + \frac{\delta_m^{\frac{1}{q}+2} \exp[nr^q/(1-r^q)]}{\beta} \left[\Gamma\left(-\frac{1}{q}, \delta r^q\right) - \Gamma\left(-\frac{1}{q}, \delta\right) \right]^2 \quad (4.65)$$

şeklinde. Burada δ_m gözlenen en büyük magnitüd m_{max}^{abs} 'ın tespitinde standart sapmayı temsil eder.

4.2.3.6. Robson-Whitlock İşlemleri

Büyüklik dağılımı $F_M(m)$ 'in analitik formda olmadığını varsayalım ve büyüklüğünü tahmin edelim. m_{max} maksimum deprem magnitüdüdür. Bu olay çeşitli yollarla tespit edilebilir. Bunlardan biri, klasik (Quenouille, 1956) uygulaması için, ardışık eğilim değerini azaltma tekniğidir. $1/n$ faktöryel serisine uyacak şekilde değiştirilmiştir. Bu durumu Robson ve Whitlock (1964) tarafından çok genel koşullar altında veri büyüklüğü $m_1 \leq m_2 \leq \dots \leq m_{n-1} \leq m_{max}^{obs}$ artan sırayla düzenlendiği zaman, Quenouille yaklaşımı m_{max} tahmininde aşağıdaki kurala götürür.

$$m_{max} = m_{max}^{abs} + (m_{max}^{abs} - m_{n-1}) \quad (4.66)$$

(4.66) no'lu denklem kolay bir bağıntı olduğu için kullanımı oldukça yaygındır. Verinin sınırlı ve tam güvenilir olmadığı durumlarda bu bağıntı iyi sonuçlar verebilmektedir. Ancak ortalama hata değeri yüksek değerler vermektedir.

Robson ve Whitlock (1964) n^{-k} durumu olması için genel bir formül olarak (4.67) no'lu denklem elde etmişlerdir.

$$m_{max} = \sum_{j=0}^k (-1)^j \binom{k+1}{j+1} m_{n-j} \quad (4.67)$$

Burada $0 < k < n$ olarak tanımlanmaktadır. Fakat (4.67) no'lu bu formül tahmin edilen maksimum magnitüdü $m_{max} \geq m_{max}^{abs}$ olması halinde veya tahmin edilen $\hat{m}_{max}$ değerinin “ m_{max} ” değeri ile aynı büyüklükte ya da daha büyük olduğu durumlar için tam güvenilir bir sonuç sağlayabilir. Sonuç olarak Robson ve Whitlock Yöntemi (R-W) yapılan düzeltmeler sonucunda (4.68) no'lu denklem aşağıda gösterildiği şekilde elde edilir.

$$VAR(m_{max}) = 5\delta_m^2 + (m_{max} - m_{n-1})^2 \quad (4.68)$$

Burada δ_m büyük gözlenen magnitüdü m_{max}^{abs} 'in belirlenmesinde standart sapmayı gösterir.

4.2.3.7. Robson-Whitlock-Cooke İşlemleri

Cooke (1979) tarafından Ribson ve Whitlock Yöntemi $R - W$ hata karesi olarak olasılık dağılım fonksiyonu $f_M(m)$ hakkında bazı bilgiler bilindiği zaman $R - W$ uygulamasının mümkün olduğunu göstermiştir. Gözlenen magnitüdüleri Robson-Whitlock Yöntemi için yeni bir bakış açısı önermiş ve bunu sonucunda da (4.69) no'lu denklem bağıntısı geliştirilmiştir.

$$m_{max} = m_{max} + 0.5 (m_{max}^{abs} - m_{n-1}) \quad (4.69)$$

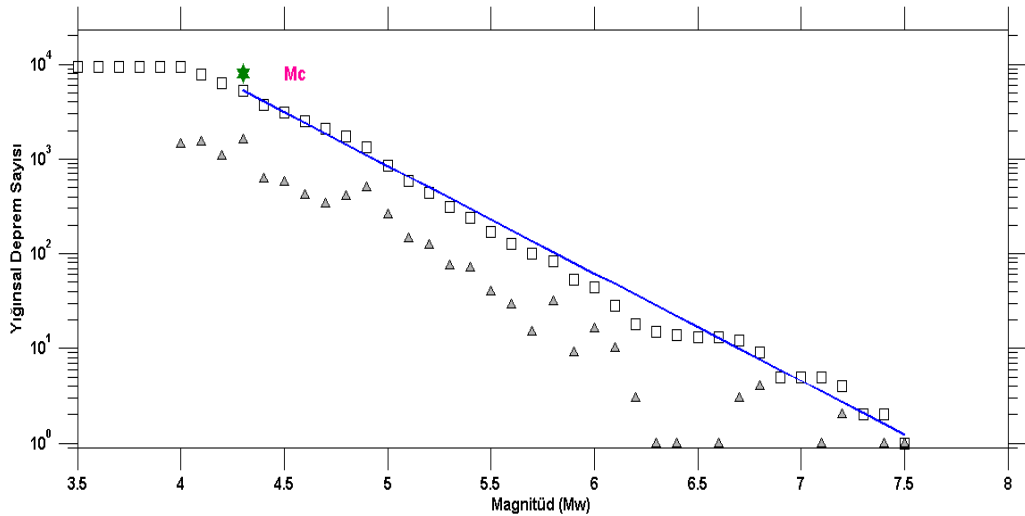
Sonuç olarak Robson-Whitlock-Cooke Yöntemi (R-W-C) yapılan düzeltmeler sonucunda (4.70) no'lu bağıntıda gösterildiği şekilde elde edilir ve varyansı;

$$VAR(m_{max}) = 0.5 [3\delta_m^2 + 0.5(m_{max}^{abs} - m_{n-1})^2] \quad (4.70)$$

elde edilir. Burada δ_m büyük gözlenen magnitudü m_{max}^{abs} 'in belirlenmesinde standart sapmayı gösterir.

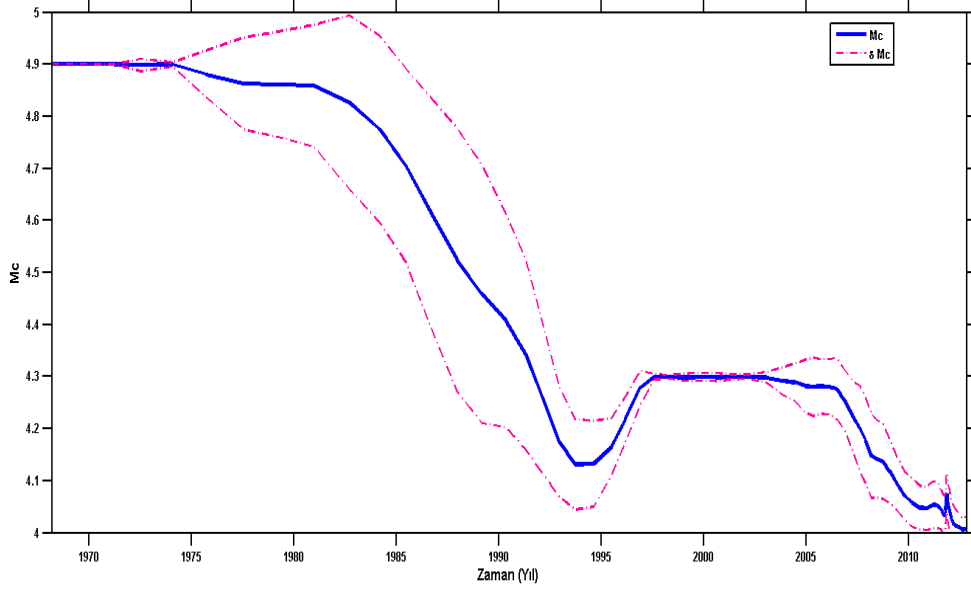
5. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

Depremsellik ve Deprem tehlikesinin belirlenmesi için çalışma alanı olarak 26-45°D 36-42°K enlem ve boylamları arasında kalan Türkiye seçilmiştir. Depremsellik çalışmalarının da hayati öneme sahip parametre depremlerin zaman ve uzay içerisindeki dağılımını tanımlayan deprem kataloğudur. Çalışmada kullanılacak deprem kataloğunun oluşturulmasında 1964-2014 yılları dikkate alınarak ISC(International Seismological Centre) ve USGS (United State Geological Survey) tarafından kaydedilmiş veriler kullanılmıştır. Oluşan bu ham katalog bölüm 5.1’de tanımlanan bilgiler yardımıyla M_w magnitüdüne göre homojenize edilmiştir. Katalogun tamamlılığı için ZMAP programı kullanılmış ve tamamlama magnitüdü $M_c=4.3$ bulunmuştur (Şekil 5.1). Homojenize edilmiş ve tamamlanmış katalog NORM katalog olarak adlandırılmıştır. NORM katalog için M_c ’nin uzaysal dağılımı Şekil 5.2’de verilmiştir.



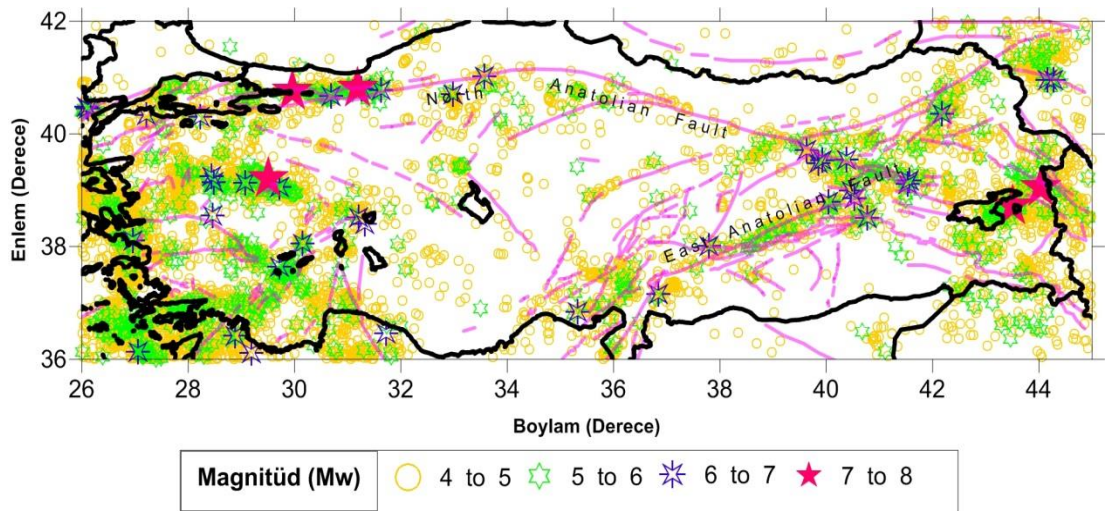
Maksimum Olabilirlik Kestirimi
b-değeri = 1.13 $\pm$ 0.02, a değeri = 8.6, a değeri (yıllık) = 6.9
Tamamlama Magnitüdü (M_c) = 4.3

Şekil 5.1. NORM katalog için tamamlama magnitüdü M_c ’nin belirlenmesi



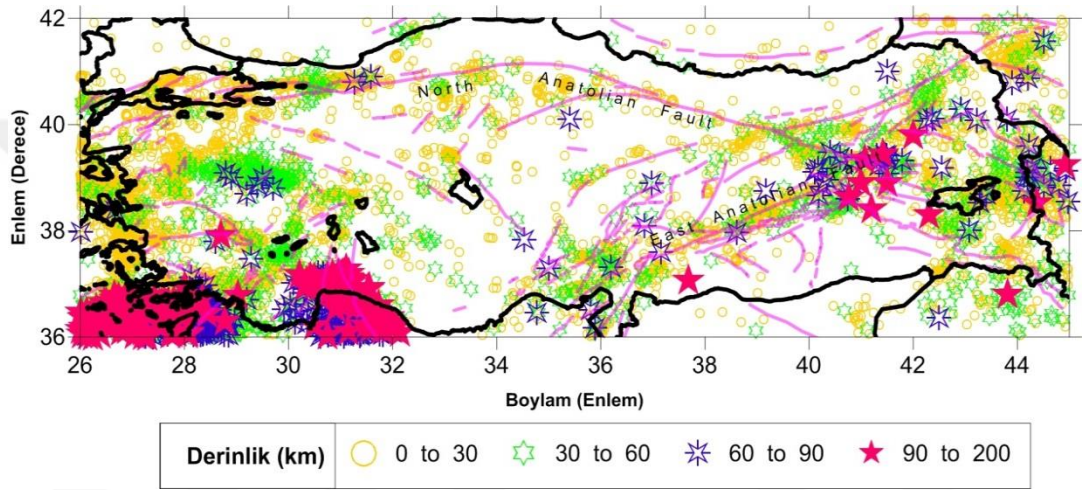
Şekil 5.2. 1964-2014 yılları arasındaki NORM katalog için M_c tamamlılık magnitudü değişimi

Şekil 5.3’de çalışma alanı koordinatları arasında kalan bölgedeki episantr dağılım haritası görülmektedir (1964-2014 yılları arası ve $M_w \geq 4$ ‘dür). Haritada episantr dağılımları incelendiğinde yoğunluğun Ege Grabeninde ayrıca KAFZ ve DAFZ’ nun kesişim noktaları arasında kalan bölgelerde olduğu ve magnitudü 6 ve daha büyük depremlerin bu alanlar da meydana geldiği görülmektedir.



Şekil 5.3. 1964-2014 yılları arası $M_w \geq 4$ için episantr dağılım haritası

Episantr dağılımlarına ek olarak sismisite çalışmalarında depremlerin derinlik dağılımları da önem taşımaktadır. Şekil 5.4’de çalışma alanı içerisinde meydana gelen depremler 4 farklı derinlik aralığında çizilmiştir. Harita üzerinde de görüldüğü gibi depremler 3 farklı derinlikte (0-30 km, 30-60 km ve 90 ve üzeri km) yoğunlaştığı gözlemlenmiştir. Depremlerin büyük çoğunluğu 0-30 km’de meydana gelmektedir. Çalışma alanında meydana gelen depremlerin episantrı (odağı) büyük oranda yüzeye yakın (0-30 km aralığında) olduğundan, yüzeydeki hasar etkisi fazladır.



Şekil 5.4. Çalışma alanı ve civarındaki depremlerin derinliklerine (km) göre dağılımı.

Önemli sismik durgunlukları belirleyebilmek için, bölgesel bir deprem kataloğunun ana şok ve artçı şoklara ayrılması yani bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması (decluster, yeniden kümelendirme) gerekmektedir. Bu ayırma işlemi, Reasenber (1985) algoritması kullanılarak yapılabilmektedir. Bu yöntem tüm bağımlı olayları her bir kümelenmeden uzaklaştırır ve tek bir olaya yöneltir. Yeniden kümelendirme algoritması, ana şok episantrına kıyasla küçük ya da büyük bölge veya zaman aralığında artçı şokların uzaklaştırılmasına olanak sağlayan bazı giriş parametrelerini içerir.

b)

Decustering Parameters:

Taumin:

Taumax :

P1 :

XK :

XMEFF :

RFACT :

Epicenter-Error :

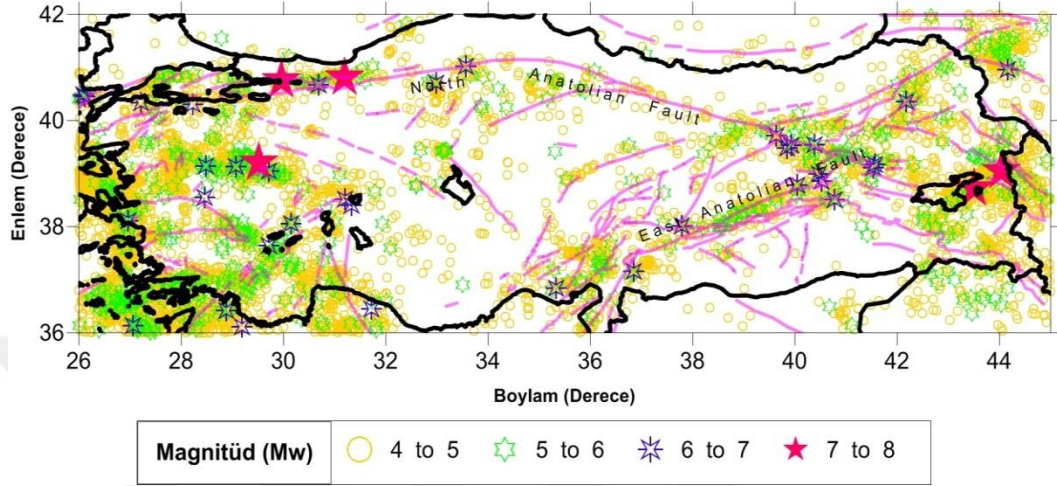
Depth-Error :

Şekil 5.5. Reasenber 1985 modeline göre kümelenendirme işlemi için gerekli giriş parametreleri penceresidir. Zmap Program Penceresi

Reasenber 1985 modeline göre kümelenendirme işlemi ZMAP ekranında görünen parametrelerdeki Taumin; kümelenmemiş olaylar arasındaki minimum zaman (gün), Taumax; kümelenmiş olaylar arasındaki maksimum zaman (gün), RFACT; kırık yarıçapı ölçeğine dayalı olarak bağımlı olaylar arasındaki mesafeyi hesaplamada kullanılan bir faktörü, XMEFF; katalog için etkili olan daha düşük kesme magnitudü, P1; bir dizideki sonraki olayın güvenilir bir biçimde gözlenmesi için gerekli zaman için güvenilirlik ölçüsü, XK; büyük ana şoklardan sonraki katalog başlangıcını ayarlamak için Tau (t) zamanının hesaplanmasında kullanılan bir faktördür ($DM=[(1-xk)M-xmeff]$). Burada M=ana şok magnitudü, $Dm=Mmax-Mmin$), Epicenter-Error (episantr hatası); km olarak yatay konum hatası ve Depth-Error (derinlik hatası); km olarak episantr konumundaki düşey hatayı göstermektedir. Oluşturulmuş olan NORM katalog yukarıda tanımlanan bilgiler doğrultusunda Deculester edilmiş ve oluşan katalog DECL olarak adlandırılmıştır.

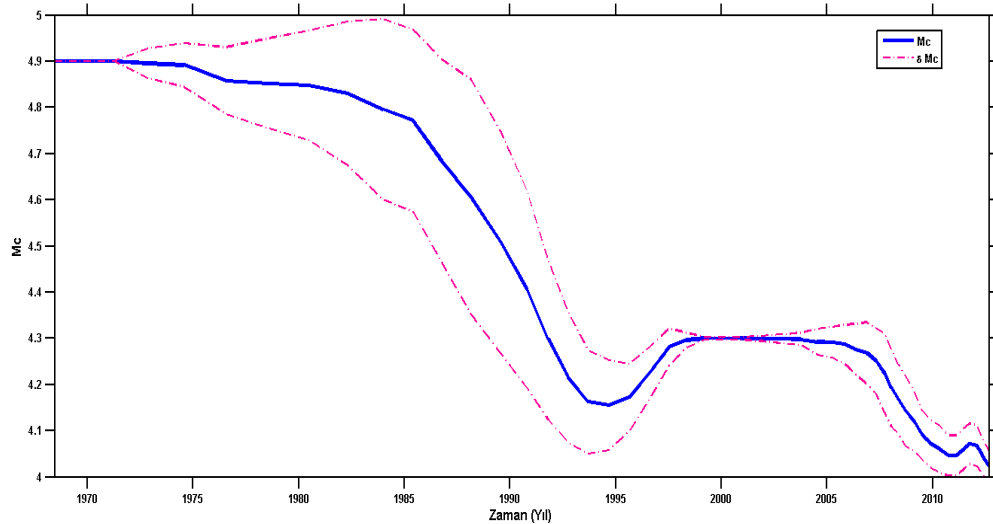
Şekil 5.6'da çalışma alanı koordinatları arasında kalan bölgedeki DECL işlemi yapılarak elde edilmiş episantr dağılım haritası görülmektedir (1964-2014 yılları

arası ve $M_w \geq 4$ 'dür). Haritada DECL işlemi yapılmış episantr dağılımlarına bakıldığında yoğunluğun NORM haritasındaki dağılımından farklı olmadığıdır. Yani yoğunluk yine Ege Grabenin de ve KAFZ ile DAFZ' nun kesişim noktaları arasında kalan bölgelerde; magnitüdü 6 ve daha büyük depremlerin meydana geldiğidir.

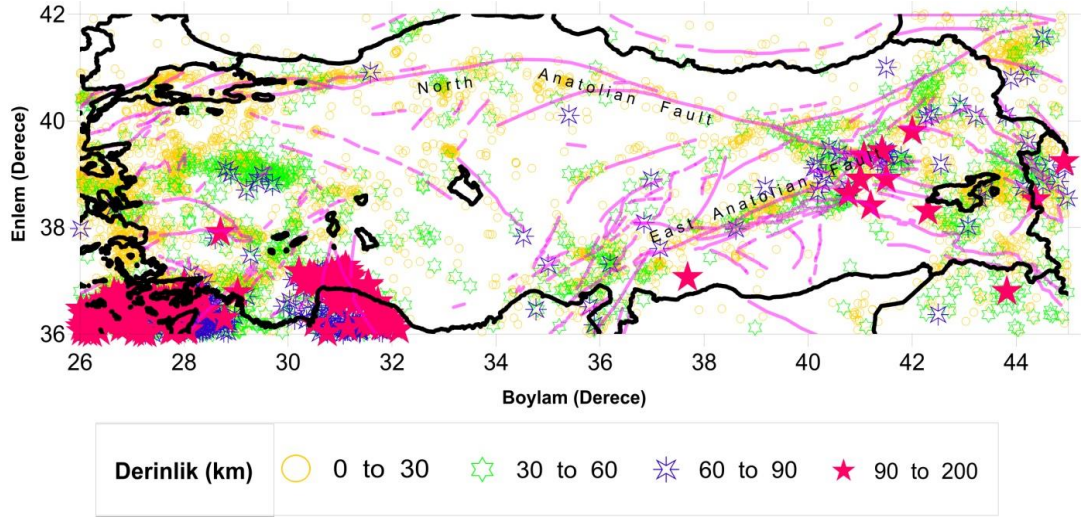


Şekil 5.6. Türkiye'nin DECL işlemi yapılmış episantr dağılım haritası (1964-2014 yılları arası ve $M_w \geq 4$)

Şekil 5.6a'da DECL kataloğu için M_c 'nin uzaysal dağılımı verilmiştir.



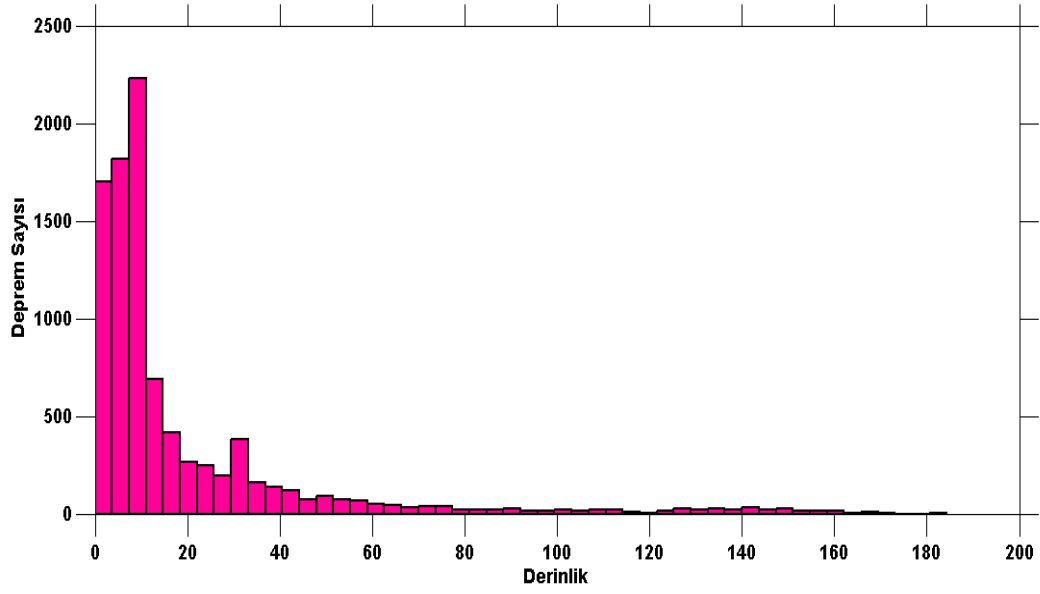
Şekil 5.6a. 1964-2014 yılları arasındaki DECL katalog için M_c 'nin tamamlılık magnitüdü



Şekil 5.7. Çalışma alanı ve civarındaki depremlerin DECL işlemi yapılmış derinlik dağılımı

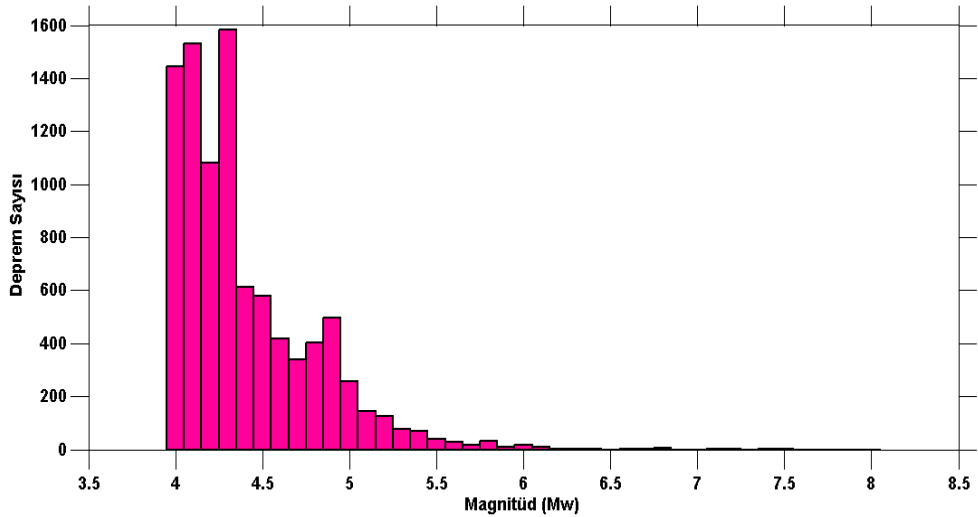
Şekil 5.7’de çalışma alanı içerisinde DECL işlemi yapılarak 4 farklı derinlik aralığında meydana gelen depremler çizilmiştir. Bu haritadan da görüldüğü üzere depremler NORM haritasında farklı olarak 2 farklı derinlikte (30-60 km ve 90 ve üzeri km) yoğunlaştığı, ancak depremlerin büyük çoğunluğunun 90 ve üzeri kilometrelerde meydana geldiği tespit edilmiştir. Çalışma alanının da meydana gelen depremlerin odakları (episantrı) büyük oranda yüzeye yakın olmadığı (0-30 km arası) daha çok derin noktalar da olduğudur. Bu da son zamanda depremlerin daha çok Ege Deniz’i açıklarında ve Akdeniz açıklarında meydana geldiğidir.

1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin deprem sayısı-magnitüd, zaman ve zaman içerisinde normal ve kümülatif dağılım grafikleri oluşturulmuştur (Şekil 5.8, 5.9, 5.10, 5.11).



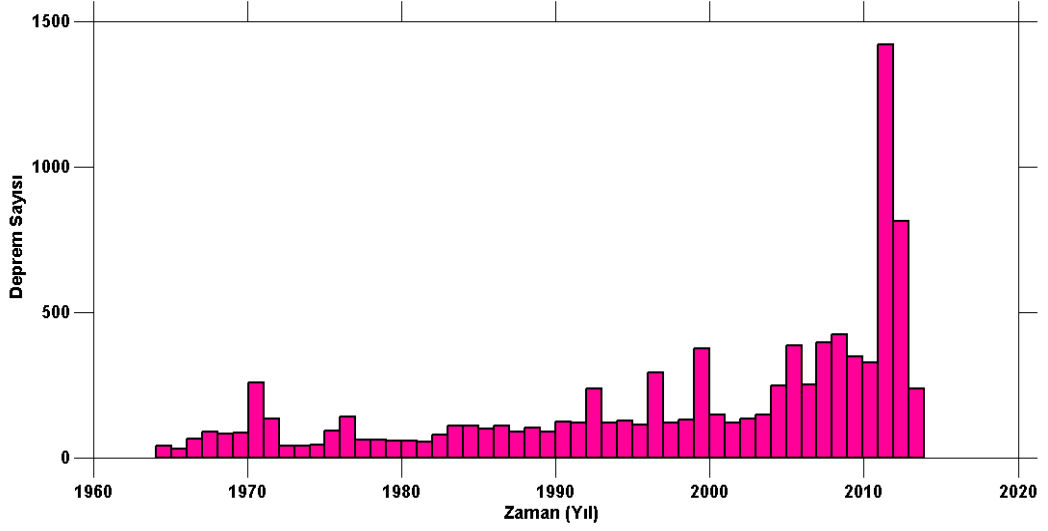
Şekil 5.8. Deprem Sayısı- Derinlik histogramı

Şekil 5.8 incelendiğinde depremlerin çoğunluğunun 0-30 km arasında meydana geldiği görülmektedir. Büyük çoğunluğunun kabuksal depremler olduğu ve 0-15 km arasında yığıldığı gözlemlenmiştir.

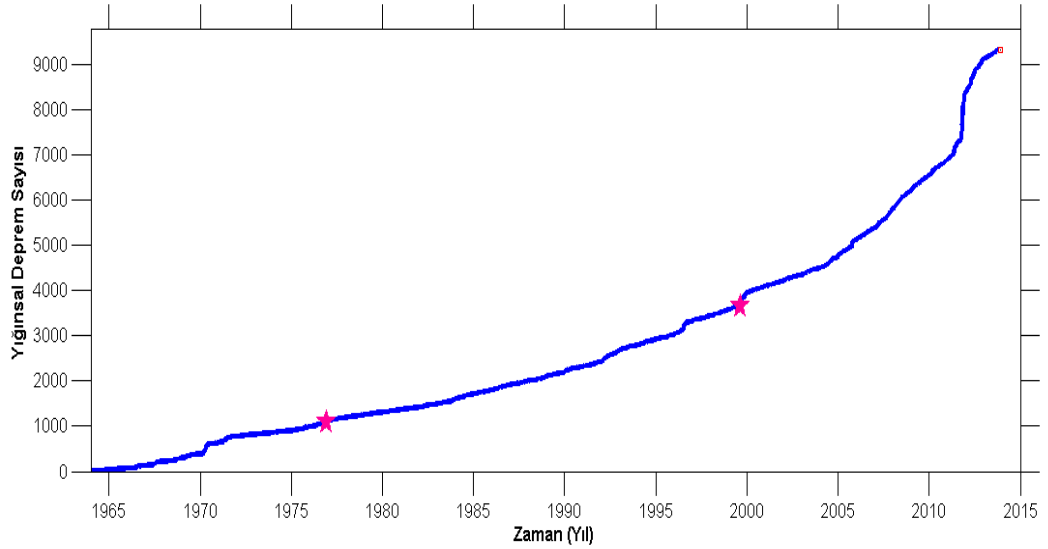


Şekil 5.9. Magnitüdlerine göre deprem sayısı

Yukarıdaki şekil incelendiğinde (Şekil 5.9) depremlerin büyük çoğunluğunun 4-5 magnitüdleri arasında toplandığı görülmüştür. Normal (Şekil 5.10) ve kümülatif (Şekil 5.11) dağılım grafikleri 2010 yılından sonra ani bir deprem artışı olduğunu göstermektedir.



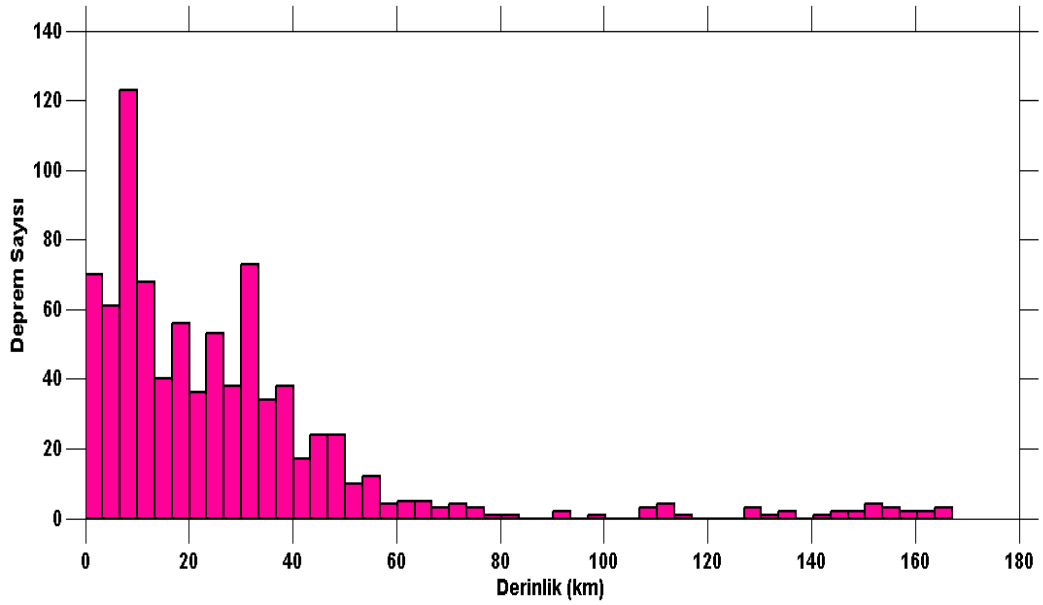
Şekil 5.10. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllara göre normal dağılımı



Şekil 5.11. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin yıllara göre kümülatif dağılımı

Şekil 5.10 ve Şekil 5.11'deki dağılım grafikleri 2000 yılından sonra ani deprem artışının olduğunu göstermektedir. Bu artış iki nedenden kaynaklanabilir. Birincisi önceki yıllarda Türkiye'de bulunan deprem kayıt istasyonlarının sayısının az olması ve küçük magnitüdlü depremlerin kayıt edilememesi, ikincisi de 2000'den sonra bölgede depremselliğin artmış olmasıdır. Bu nedenle 5 ve 5'den büyük depremlerin dağılımlarının incelenmesi zorunluluğu hissedilmiştir.

Şekil 5.12, 5.13 ve 5.14'de 1964-2014 yılları arasında meydana gelmiş 5 ve 5'den büyük depremlerin derinlikleri, magnitüd sayısı ve zaman içerisindeki normal dağılım histogram eğrileri oluşturulmuştur.

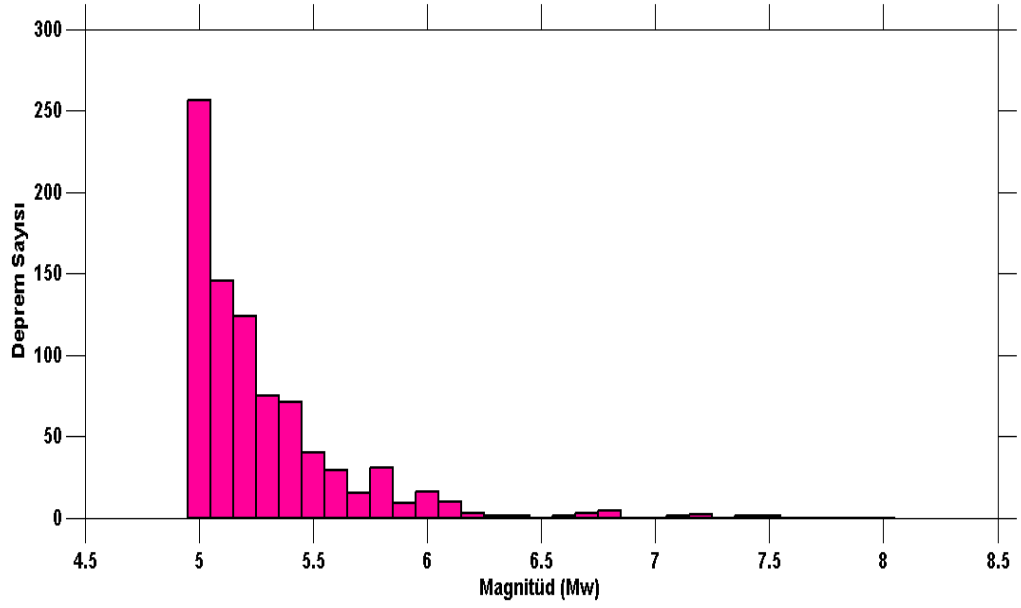


Şekil 5.12. 5 ve 5'den büyük depremlerin derinlik dağılımı

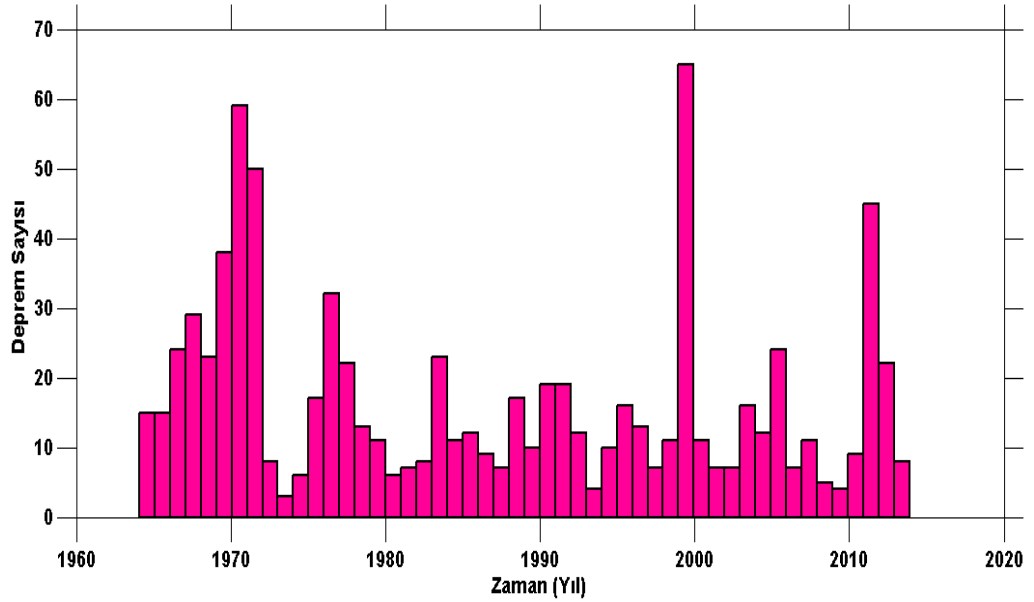
Şekil 5.12'deki histogram grafiği incelendiğinde 5 ve 5'den büyük depremlerin büyük çoğunluğu 0-30 km arasında meydana geldiği ve bu depremlerin odağının büyük oranda yüzeye yakın olduğu için yıkıcı etkisinde fazla olacağı aşıkardır.

Magnitüdlere göre deprem sayısı grafiği incelendiğinde (Şekil 5.13) 5 ve 5.5 arasında deprem sayısının fazla olduğu görülmektedir. Normal dağılım grafiğinde (Şekil 5.14) 1964 ile 1970 yılları arasında depremlerin çok olduğu, 1970-1999

aralığında çok fazla sapma göstermeden belirli bir seviyede devam ettiği, bu noktadan itibaren ise 5 ve 5’den büyük depremlerin artmaya başladığı görülmüştür.

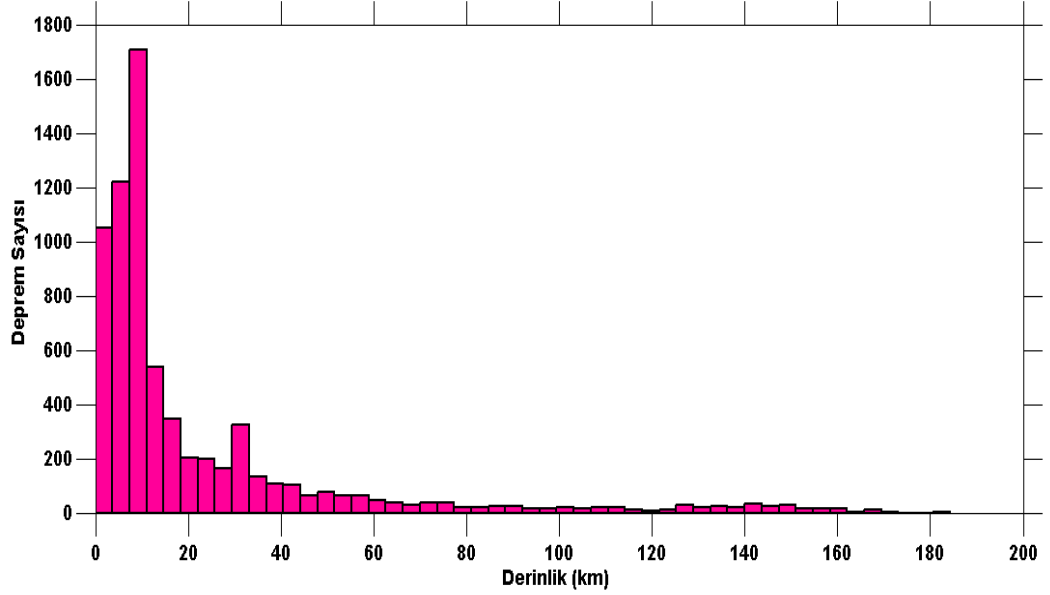


Şekil 5.13. 5 ve 5’den büyük depremlerin magnitüdlerine göre deprem sayısı



Şekil 5.14. 1964-2014 yılları arasında meydana gelmiş 5 ve 5’den büyük depremlerin yıllara göre normal dağılımı

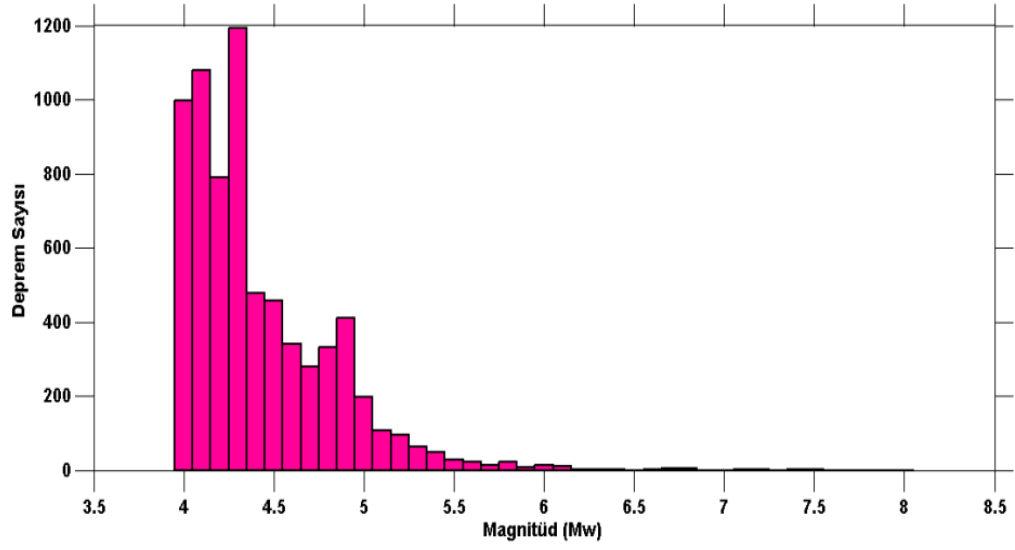
Yukarıda incelenen histogram grafiklerine ek olarak DECL işlemi yapılarak çalışma alanının 1964-2014 yılları arasında derinlik, magnitüd, zaman içerisindeki normal dağılımına ve zamana bağlı kümülatif dağılımı da gösterilmiştir.



Şekil 5.15. Depremlerin derinliklerine (km) bağlı histogram eğrisi (DECL)

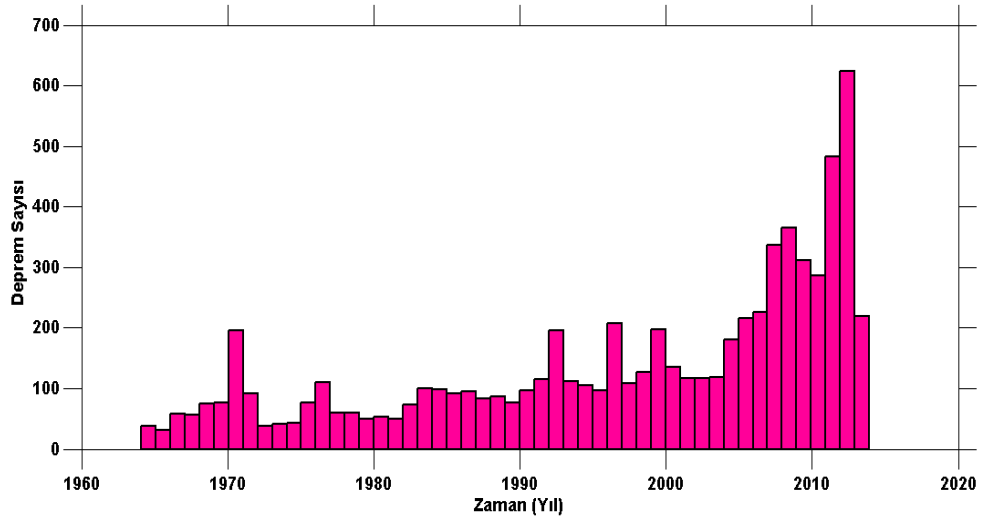
Çalışma alanında derinliğe bağlı olarak DECL işlemi yapılmış histogram eğrisi incelendiğinde NORM histogram eğrisinin (Şekil 5.8) farklı olmadığı, depremlerin büyük çoğunluğunun 0-30 km arasında meydana geldiğidir. Bu DECL derinlik grafiğinde de görüldüğü üzere çalışma alanında meydana gelen depremlerin odakları büyük oranda yüzeye yakındır.

DECL işlemi yapılarak elde edilen magnitüdlerine göre deprem sayıları incelendiğinde (Şekil 5.16) 4-5 arasında deprem sayılarının fazla olduğu gözlemlenmiştir.

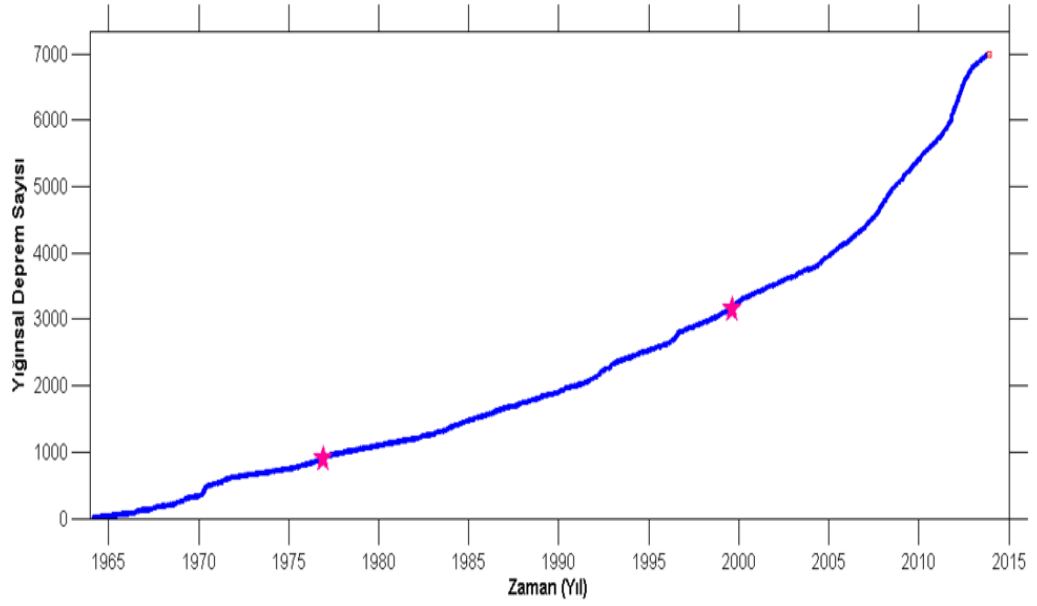


Şekil 5.16. DECL işlemi yapılarak magnitüde bağlı deprem sayısını gösteren histogram eğrisi.

Normal (Şekil 5.17) ve kümülatif (Şekil 5.18) dağılım grafikleri 2010 yılından sonra NORM histogram eğrilerinde olduğu gibi ani bir deprem artışı olduğu gözlemlenmiştir.

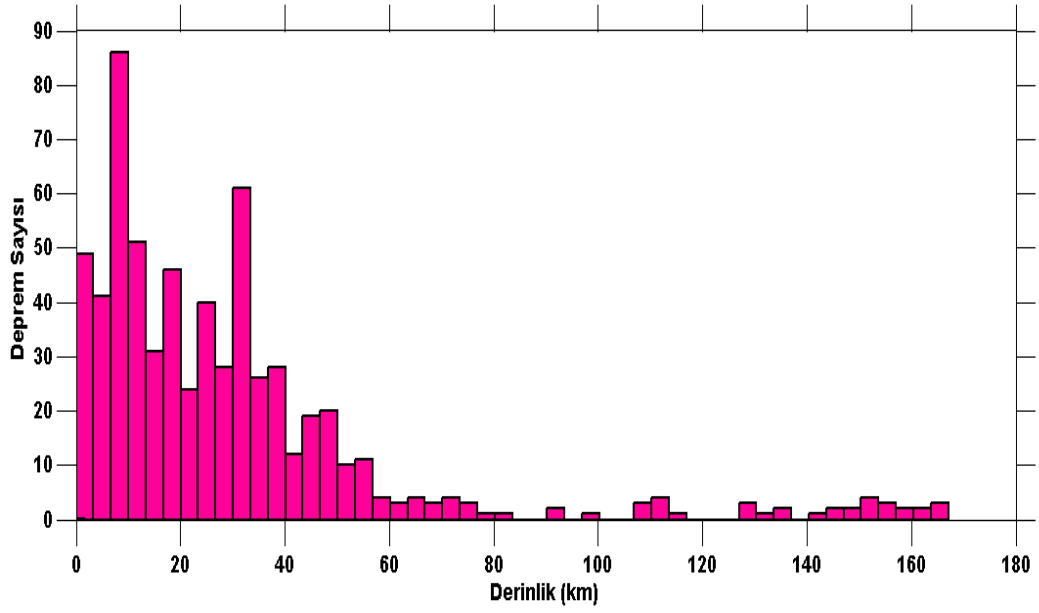


Şekil 5.17. 1964-2014 yılları arasında DECL işlemi yapılarak elde edilen depremlerin yıllara göre normal dağılımı



Şekil 5.18. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin DECL işlemi sonucunda elde edilmiş yıllara göre kümülatif dağılımı

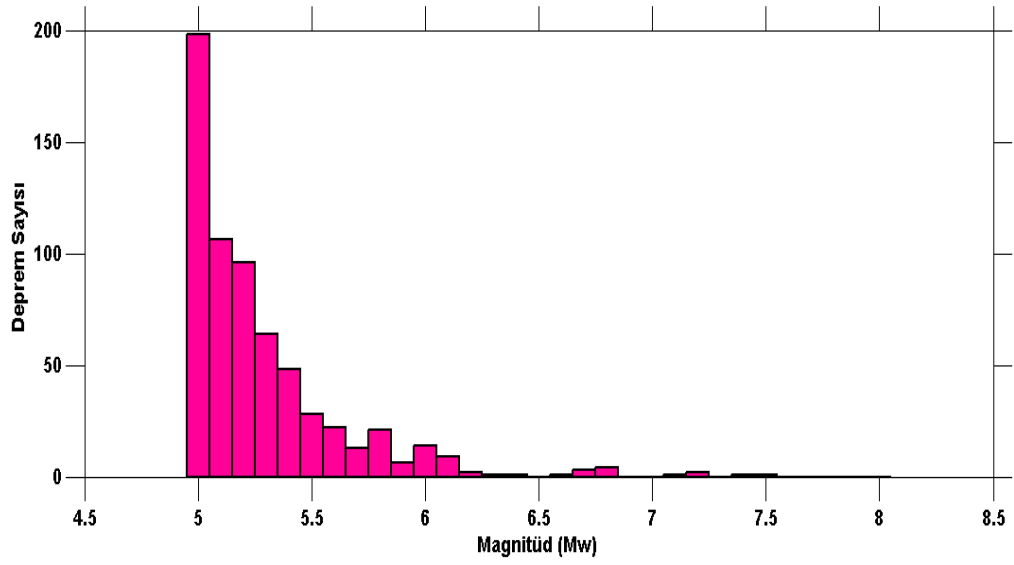
Şekil 5.19, 5.20 ve 5.21’de 1964-2014 yılları arasında meydana gelen DECL işlemi yapılarak 5 ve 5’den büyük depremlerin derinlikleri, magnitüd sayısı, zaman içerisindeki normal dağılımı incelenmiştir.



Şekil 5.19. DECL işlemi sonucunda çalışma alanının 5 ve 5’den büyük depremlerin derinliklerine (km) göre deprem sayısı

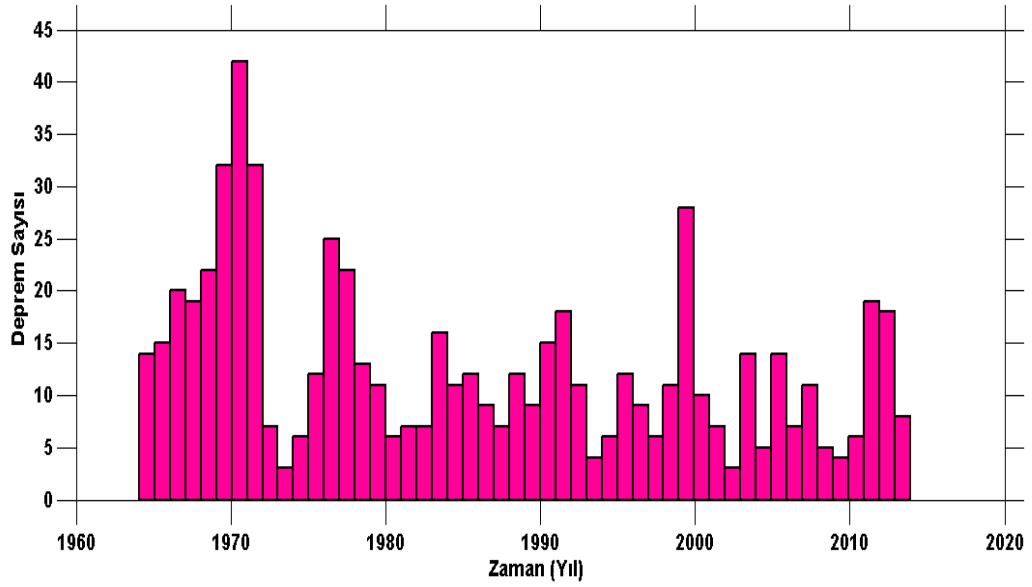
Çalışma alanının DECL derinlik histogram grafiği incelendiğinde 5 ve 5’den büyük depremlerin büyük çoğunluğu 0-30 km arasında olduğudur. DECL derinlik histogram grafiğinde de anlaşılabileceği üzere çalışma alanında meydana gelen 5 ve 5’den büyük depremlerin de episantrı büyük oranda yüzeye yakın olduğudur.

DECL magnitüdlerine göre deprem sayıları incelendiğinde (Şekil 5.20) 5 ve 5’den büyük depremlerin sayısı fazladır.



Şekil 5.20. DECL işlemi sonucunda çalışma alanının 5 ve 5’den büyük depremlerin magnitüdlerine göre deprem sayısı

DECL işlemi zamanın normal (Şekil 5.21) dağılım histogram grafiğinde 1969 ve 1999 yılları arasında ani deprem artışının olduğu görülmektedir.



Şekil 5.21. 1964-2014 yılları arasında meydana gelen depremlerin DECL işlemi sonucunda 5 ve 5’den büyük depremlerin yıllara göre normal dağılımı

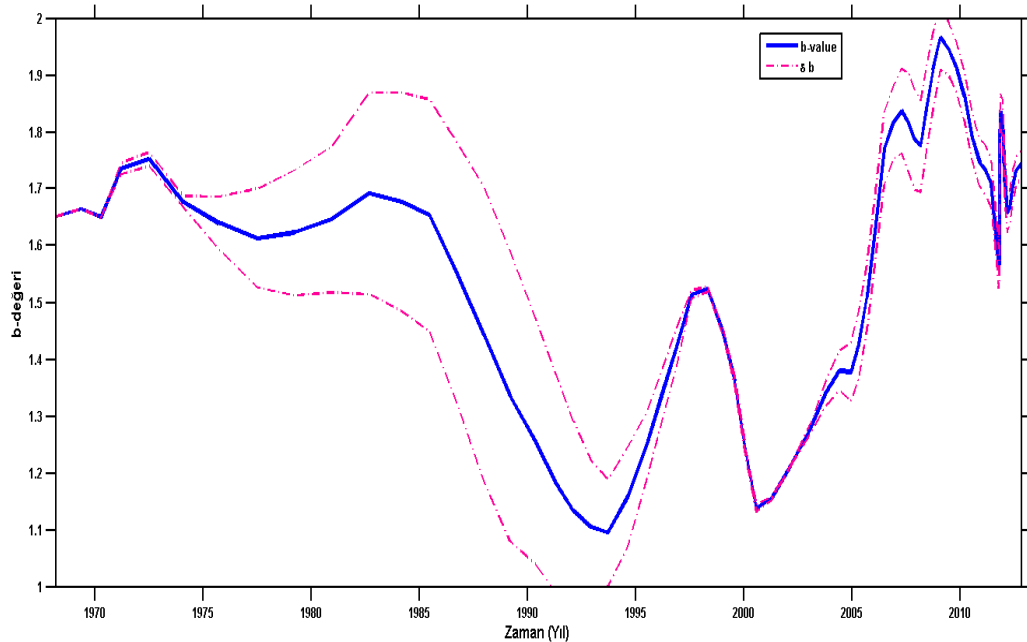
5.1. Depremsellik

Bu çalışmada 36-42°K enlemleri ve 26-45°D boylamları arasında kalan bölgede 1964-2014 yılları arasında meydana gelen deprem verileri ile oluşturulan ilkeleri daha önceki bölümlerde tanımlanmış deprem kataloğu kullanılmıştır. Depremsellik ve tehlike haritalarının oluşturulabilmesi için inceleme alanı 0.5°×0.5°'lik aralıklarla gridlenerek 507 adet düğüm noktası elde edilmiştir. Her bir düğüm noktası merkez olmak üzere 0.5°'lik yarıçap içerisinde meydana gelen depremlerin yığmsal dağılımları dikkate alınmıştır. Depremsellik ve deprem tehlikesinin belirlenmesi ve haritalanmasında kullanılan Gutenberg-Richter frekans-magnitüd bağıntısındaki a ve b parametrelerinin belirlenmesinde “Kaltık yöntemi” (Kalyoncuoğlu, 2007) ana yöntem olarak kullanılmıştır. Buna ek olarak Maksimum Likelihood ve normal En Küçük Kareler yöntemleri de kullanılmıştır. Gutenberg-Richter frekans magnitüd bağıntısındaki a değeri bir bölgede olabilecek depremlerin toplam sayısı hakkında bilgi vermektedir. a değerleri, genellikle göz önünde tutulan bölgenin büyüklüğü ve incelenen zaman süresi ile doğrudan doğruya ilgilidir. Buna karşılık b değeri daha çok bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilidir. Bu bakımdan, b değerleri bölgenin tektonik açıdan sismik etkinliğinin göstergesi olarak kabul edilir. Yakın zamanlara kadar b değerinin yaklaşık olarak her bölgede aynı olacağı varsayılmış olsa da yapılan çalışmalar b değerinin sismik bölgeler arasında farklılık gösterdiğini ortaya koymuştur. Sismisite parametresi olarak kabul edilen b değeri ile ilgili olarak birçok çalışma yapılmıştır. Miyamura (1962) çalışmasında b değerinin sismotektonik bölge ve jeolojik yaşla ilgili olduğunu ileri sürmüştür. Mogi (1967) yaptığı laboratuvar çalışmaları sonucunda b değerinin materyalin mekanik yapısına ve ortamdaki gerilme koşullarına bağlı olduğunu bulmuştur. Scholz (1968) b değerinin kayaç tipine ve gerilme durumuna bağlı olduğunu aynı zamanda kayacın sünekliği ile b değerinin arttığını ileri sürmüştür. Hatzidimitriou vd. (1985) elde ettikleri farklı b değerlerinin odak bölgesindeki heterojenite derecesine bağlılığı kadar ortamın mekanik yapısıyla da ilgili olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Aki (1965) fay sistemindeki kırık boyu ile b değeri arasında bir ilişki olduğunu belirtmiştir. Mori ve Abercrombie (1997) farklı tektonik bölgelerde b değerlerinde önemli değişikliklerin olduğunu bulmuşlardır. Aynı zamanda b değerlerinin volkanik bölgelerde derinlikle artarken volkanik olmayan bölgelerde derinlikle azaldığını belirtmişlerdir. Tsapanos (1990) elde ettikleri düşük b değerlerinin düşük heterojenite, büyük gerilme oranı ve

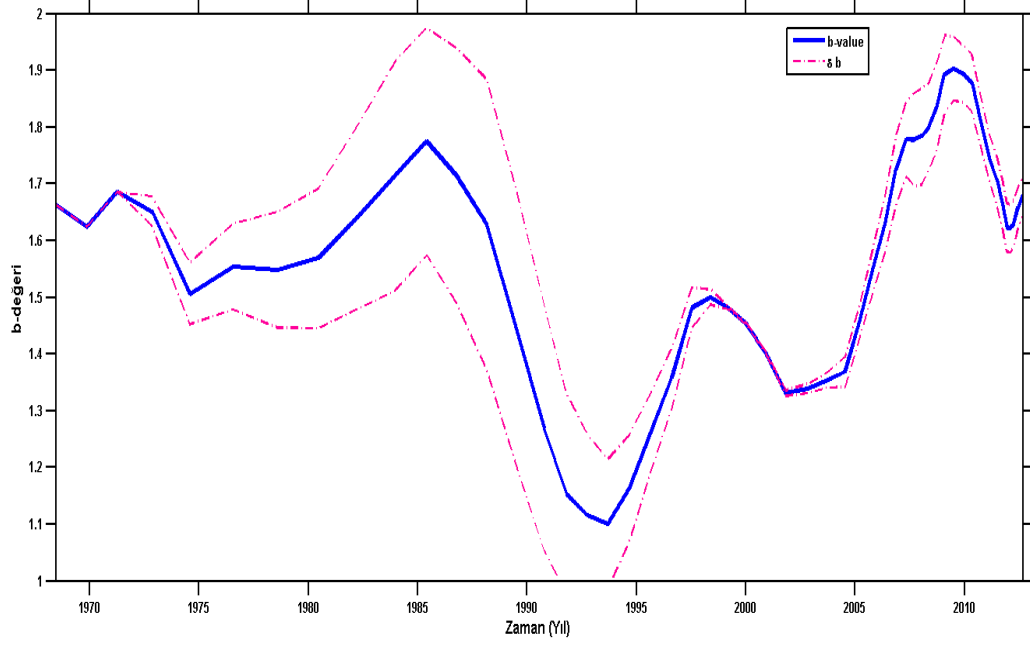
büyük deformasyon hızına bağlı olduğunu ileri sürmüştür. Bunlara benzer yapılan bir çok çalışma sonucunda düşük b değerlerinin yüksek gerilme alanlarında yüksek b değerlerinin ise düşük gerilme birikimi olan alanlarda görüldüğü belirtilmiştir (Chan ve Chandler, 2001; Frohlich ve Davis, 1993; Manakou ve Tsapanos, 2000; Bayrak vd., 2002; Apostol vd., 1985; Wang ve Diao, 1994; Rotwain vd., 1997; Yamashita, 1998).

Birçok araştırmacı ve araştırma yapan gruplarca kabul edilen görüş b değerinin deprem oluşumunun fiziği ve bölgenin tektonik karakteristiği ile ilişkili olduğudur (Allen vd., 1965; Fiedler, 1974; Smith, 1981, 1986; Hatzidimitriou vd., 1985; Wang, 1988; Tsapanos, 1990; Tsapanos vd., 1994; Sahu ve Saikia, 1994; Mori ve Abercrombie, 1997; Olsson, 1999; Manakou ve Tsapanos, 2000; Wiemer ve Baer, 2000; Chan ve Chandler, 2001; Bayrak vd., 2002; Schorlemmer ve Wiemer, 2005; Scordilis, 2006; Kalyoncuoglu, 2007).

Bu çalışmada literatür de deprem oluşumunun fiziği ve alanların tektonik özellikleri ile ilgili olduğu belirtilen b parametresi dikkate alınarak farklı derinlikleri de içeren b değeri grafikleri oluşturulmuştur (Şekil 5.22 ve Şekil 5.23).



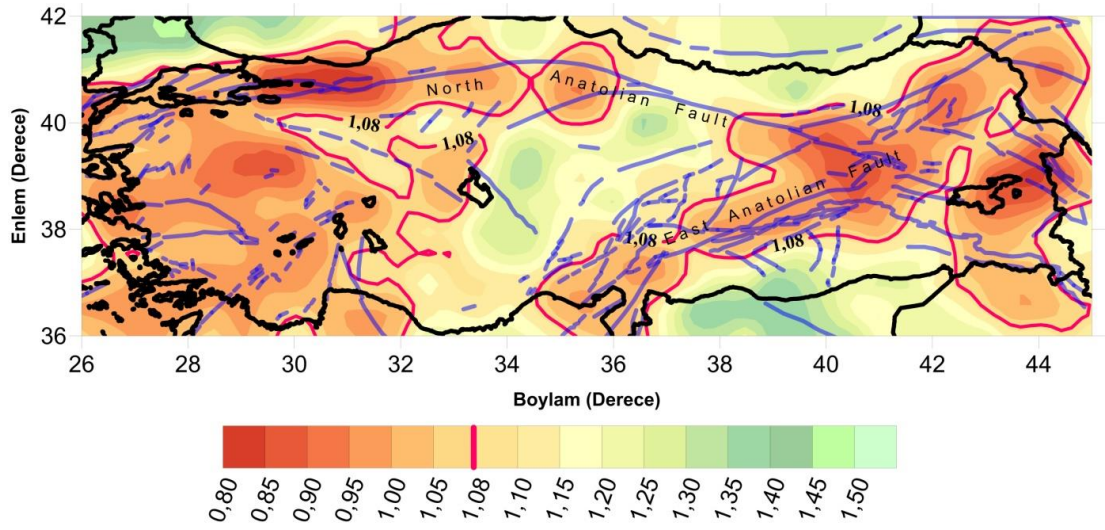
Şekil 5.22. NORM katalog için b değerinin zamana bağlı değişimi



Şekil 5.23. DECL katalog için b değerinin zamana bağlı değişimi

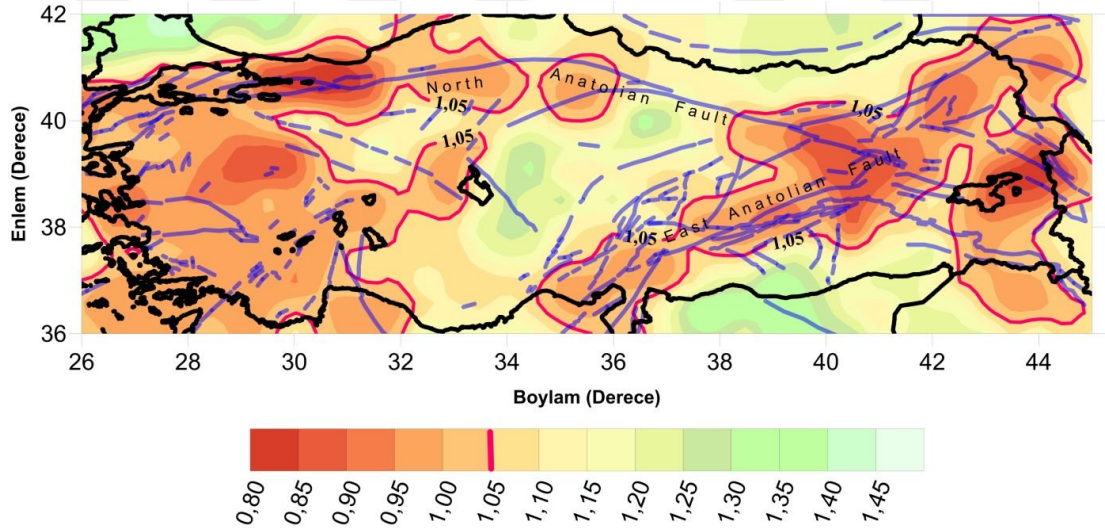
Gutenberg-Richter bağıntısındaki “b” parametresinin deprem oluşumunun fiziği ile tektoniğine olan bağlılığı dikkate alındığı zaman çalışma alanının depremselliği (sismisitesi) açısından “b” parametresinin uzaysal dağılımının çok önemli olduğu görülmektedir. Bundan dolayı bu çalışmada Gutenberg-Richter bağıntısındaki “b” parametresi Kaltek ve Maksimum Likelihood yöntemlerine göre ayrı ayrı hesaplanmıştır.

Bu çalışmada çalışma alanının Kaltek yöntemine göre $b_{\min}=0.80$, $b_{\max}= 1.50$ ve bölge için ortalama b değeri ise $b_{\text{ort}}= 1.08$ olarak elde edilmiştir (Şekil 5.24). DECL işlemi sonucunda ise $b_{\min}= 0.80$, $b_{\max}= 1.45$ ve bölge için ortalama b değeri ise $b_{\text{ort}}= 1.05$ olarak elde edilmiştir (Şekil 5.25).



Şekil 5.24. Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin b-değer dağılımı haritası

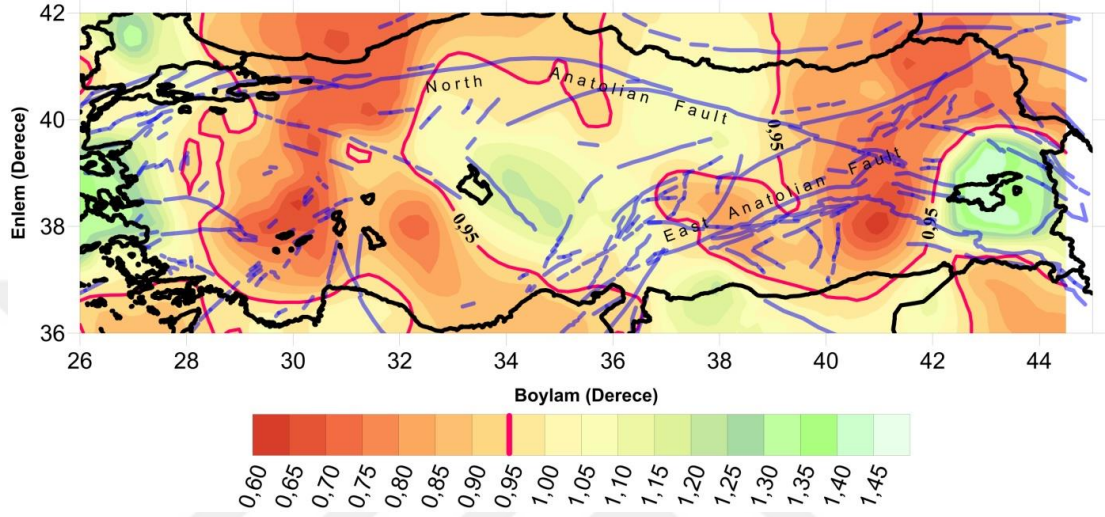
Şekil 5.24'de verilen haritada ortalama b-değeri kırmızı çizgi ile gösterilmiştir. Ortalama b-değerinden düşük alanlar koyu kırmızı renk ile; ortalama b-değerinden yüksek alanlar da ise açık yeşil renk ile gösterilmiştir.



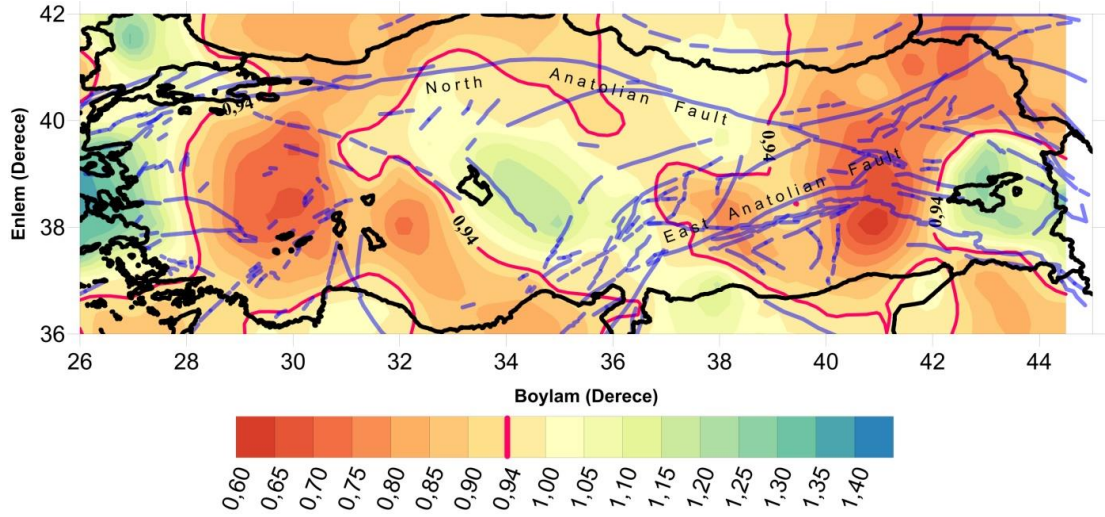
Şekil 5.25. DECL işlemi sonucunda Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin b-dağılım haritası

Şekil 5.25'de ise DECL işlemi sonucunda verilen haritada ortalama b-değeri kırmızı renkli çizgi ile gösterilmiştir. Ortalama b-değerinden düşük alanlar koyu kırmızı renk ile; ortalama b-değerinden yüksek alanlar da ise açık yeşil renkte gösterilmiştir.

Çalışma alanındaki başka bir yöntem olan Maksimum Likelihood Yöntemine göre $b_{\min}= 0.60$, $b_{\max}= 1.45$ ve bölge için ortalama b değeri ise $b_{\text{ort}}= 0.95$ olarak elde edilmiştir (Şekil 5.26). DECL işlemi yapıldıktan sonra ise çalışma alanının $b_{\min}= 0.60$, $b_{\max}= 1.40$ ve bölge için ortalama b değeri ise $b_{\text{ort}}= 0.94$ olarak elde edilmiştir (Şekil 5.27).



Şekil 5.26. Maksimum Likelihood Yöntemine göre Türkiye'nin b - değeri dağılımı haritası



Şekil 5.27. DECL işlemi sonucunda Maksimum Likelihood Yöntemine göre Türkiye'nin b -dağılım haritası

Çalışma alanında homojen hale getirilerek elde edilen NORM katalog tablo halinde verilmiştir (Çizelge 5.1).

Çizelge 5.1. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen b değerleri

Uygulanan Yöntem (Norm)	b_{max}	b_{min}	b_{ort}
Kaltek Yöntemi	1.50	0.80	1.08
Maksimum Likelihood Yöntemi	1.45	0.60	0.95

Çalışma alanında homojen hale getirilerek DECL işlemi yapılarak elde edilen katalog tablo halinde verilmiştir (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.2: DECL işlemi uygulanarak elde edilen b değerleri

Uygulanan Yöntem (Decl)	b_{max}	b_{min}	b_{ort}
Kaltek Yöntemi	1.45	0.80	1.05
Maksimum Likelihood Yöntemi	1.40	0.60	0.94

Farklı tektonik özellik gösteren bölgelerde b-değerinde önemli değişikliklerin olduğu (Mori ve Abercrombie, 1997; Bayrak vd., 2002; Kalyoncuoğlu, 2007; Tsapanos,1990; Tsapanos vd., 1994) ve düşük değerlerinin yüksek gerilme alanlarında, yüksek b değerinin ise düşük gerilme birikimi olan alanlar da görüldüğü olguları dikkate alındığında Şekil 5.24, 5.25’de görülen b değerleri ve tektonik birbiri ile uyumlu iken; Maksimum Likelihood yöntemi ile elde edilen veriler (Şekil 5.26, 5.27) tektonik ile birebir uyumlu değildir.

5.2. Bölgesel Büyüklük (M_{max})

Bir bölgenin depremselliğini yansıtan en önemli parametrelerden biri de en büyük bölgesel magnitüd “ m_{max} ” değeridir.

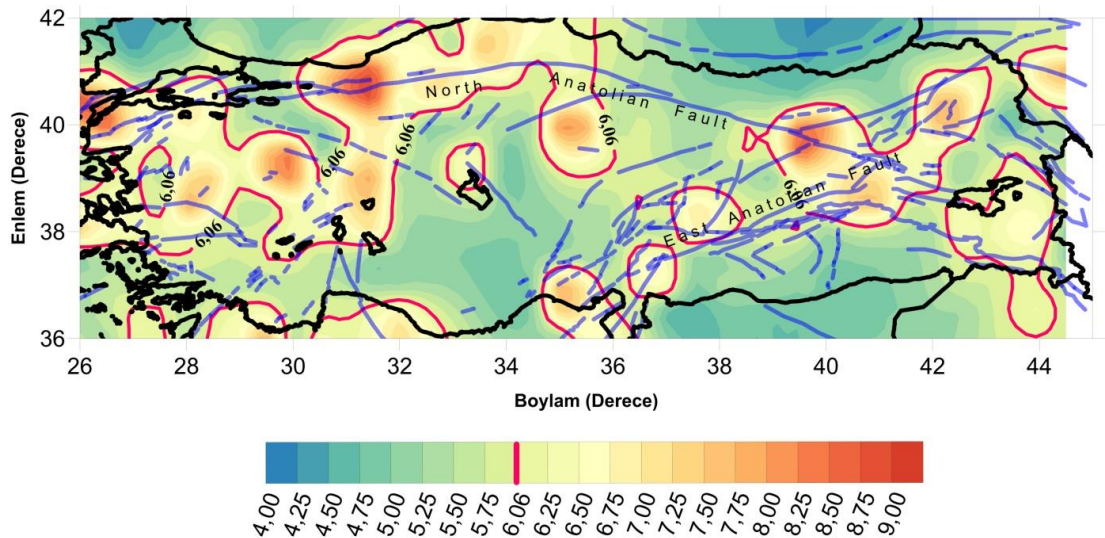
En büyük bölgesel magnitüd, “ m_{max} ” belirli bir bölge için magnitüd üst sınırı olarak tanımlanmaktadır. Aynı zamanda magnitüd üst sınırı, olması muhtemel en büyük

depremin büyüklüğü ile eş anlamlı olarak kullanılmaktadır. Birçok deprem mühendisi de maksimum magnitüd değerini bu şekilde tanımlamışlardır (EERI Committee, 1984) ve yine bu tanımın bir çok araştırmacı tarafından kullanılan parametreler ile uyumlu olduğu görülmüştür (Hamilton, 1967; Page, 1968; Cosentino vd., 1977; the Working Group on California Earthquake Probabilities-WGCEP-, 1995; Stein ve Hanks, 1988 ve Field vd., 1999).

En büyük bölgesel magnitüd, “ m_{max} ” değeri için birçok bilgi olmasına rağmen tahmini için bir takım uygulamalar gerekmektedir. Ancak günümüzde “ m_{max} ” değerini bulmak için kabul edilmiş genel bir yöntem bulunmamaktadır

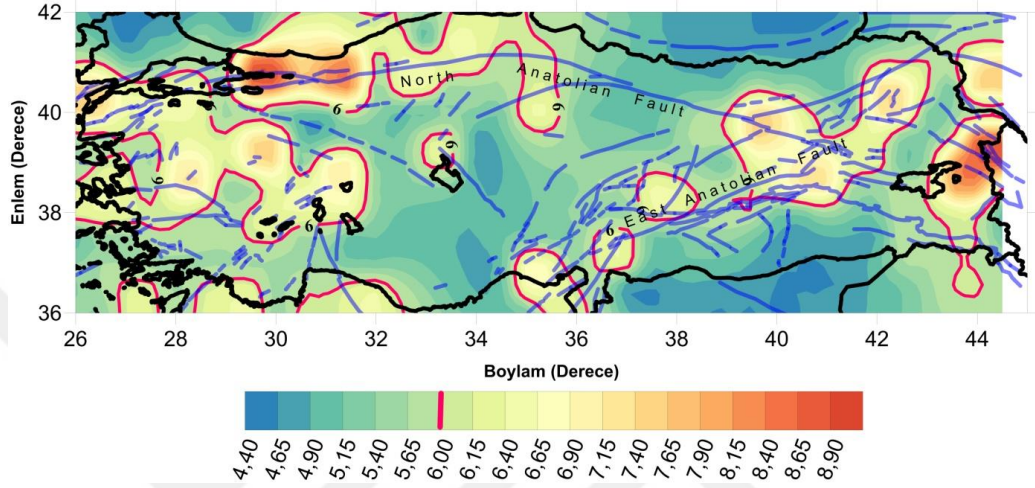
Kaltek ve Maksimum Likelihooddan elde edilen b değerleri yardımı ile Tate-Pisarenko, Kijko-Sellevoll (approx.), Kijko-Sellevoll (exac.), Tate-Pisarenko-Bayes ve Kijko-Sellevoll-Bayes’den m_{max} hesaplanmıştır.

Maksimum Likelihood yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko yöntemine göre hesaplandığında çalışma alanı için $m_{max} = 9.00$, $m_{min} = 4.00$ ve bölge için ortalama değer $m_{ort} = 6.06$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değer dağılım haritası yapılmıştır (Şekil 5.28).



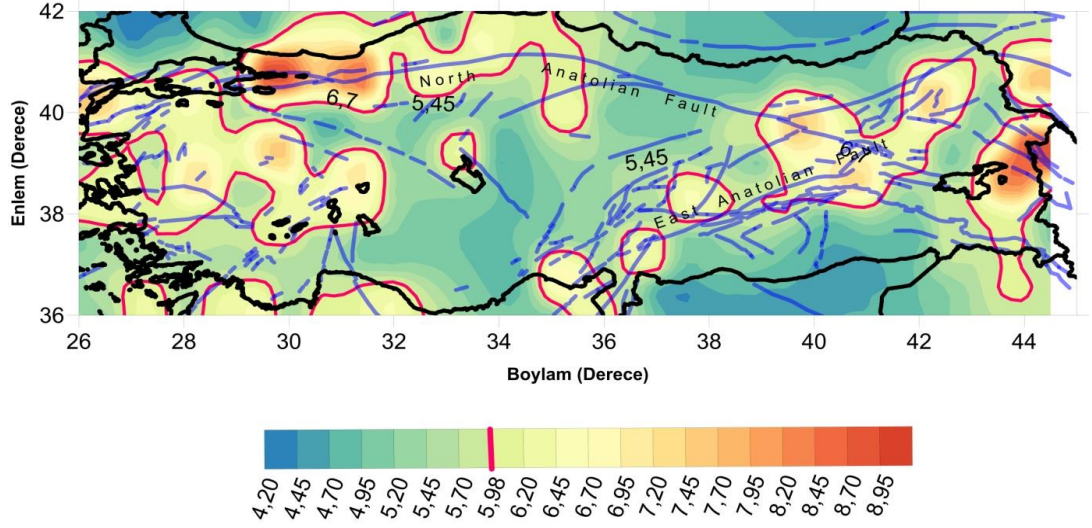
Şekil 5.28. Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası

Maksimum Likelihood yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (approx.) yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 9.20$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değer yani $m_{\text{ort}} = 5.98$ değeri elde edilip ve bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılımı haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.29).



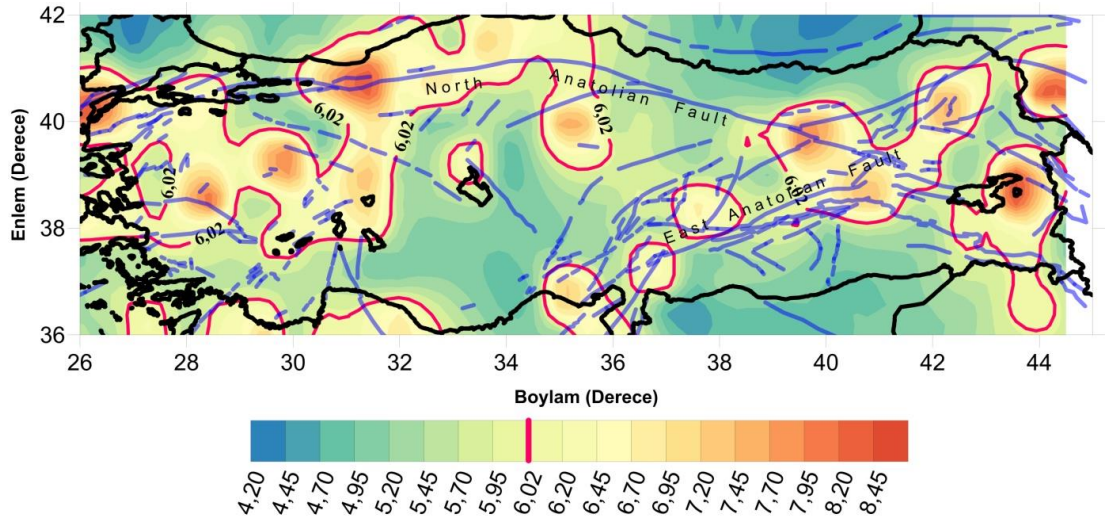
Şekil 5.29. Kijko-Sellevoll (approx.) yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Maksimum Likelihood yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (exac.) yöntemine göre hesaplandığında çalışma alanı için $m_{\max} = 9.20$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değer $m_{\text{ort}} = 5.98$ değerleri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.30).



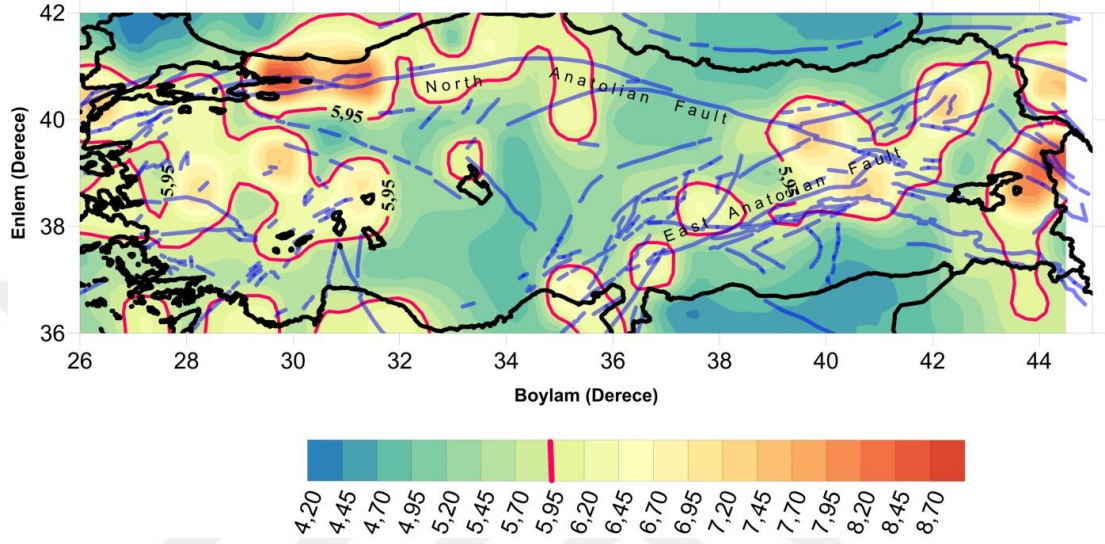
Şekil 5.30. Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Maksimum Likelihood yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko-Bayes yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 8.45$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değeri $m_{\text{ort}} = 6.02$ olarak elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.31).



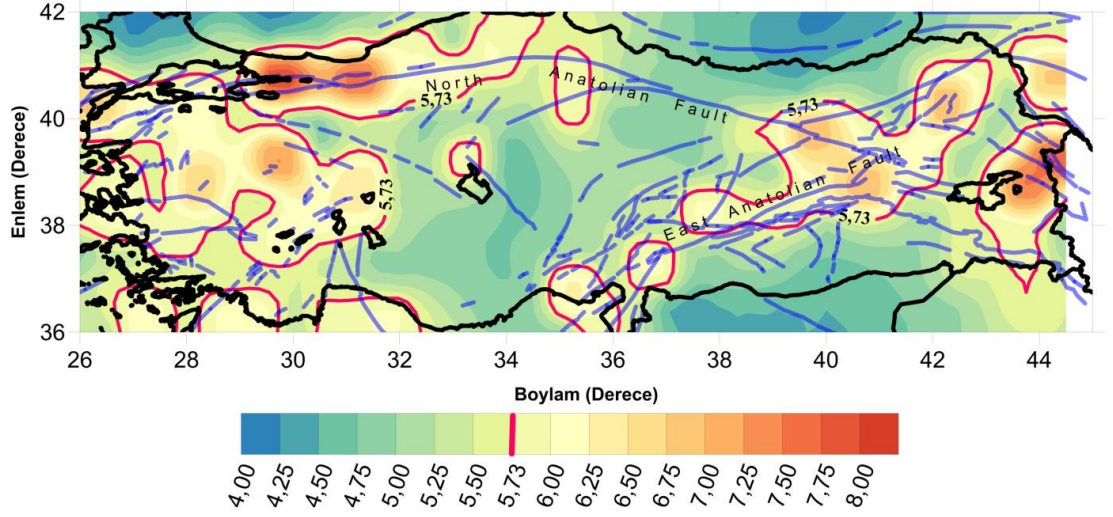
Şekil 5.31. Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Maksimum Likelihood yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll-Bayes yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max}= 8.95$, $m_{\min}= 4.20$ ve bölge için ortalama değeri $m_{\text{ort}}= 5.95$ olarak elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.32).



Şekil 5.32. Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılımı haritası

Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değerinin gözlemlenen magnitüd değeri en yüksek 8.00, en düşük 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri 5.73 olarak hesaplanmış ve haritalanmıştır. Gözlemlenen magnitüd değerinin ortalaması kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 5.33)



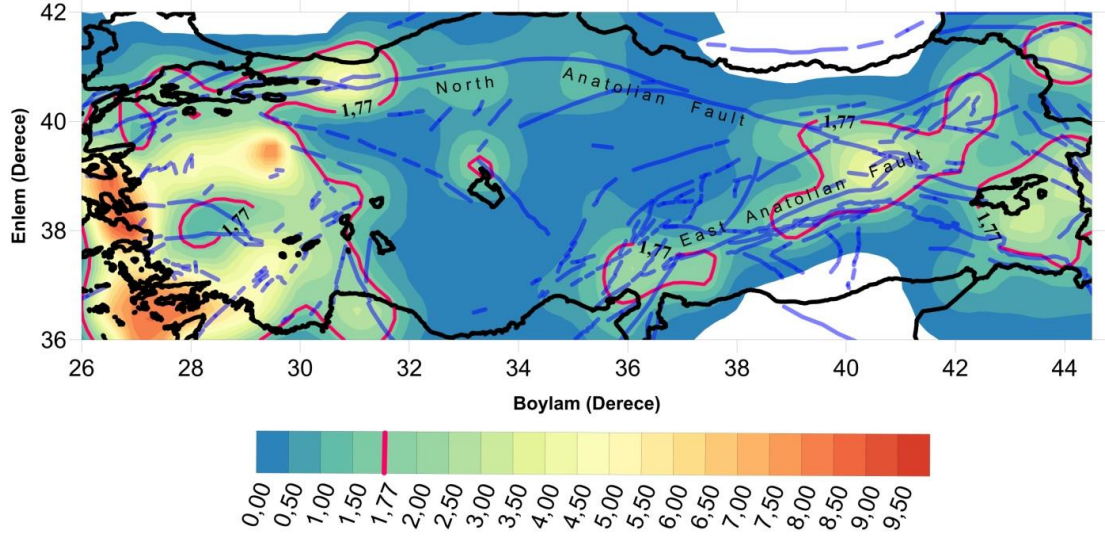
Şekil 5.33. Çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değeri haritası

Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak çalışma alanının lamda değeri hesaplanmıştır. Şekil 5.34 'deki haritaya göre maksimum lamda değeri; 9.50, minimum lamda değeri 0 ve ortalama lamda değeri ise 1.77 olarak gösterilmiştir.

Çalışma alanında homojen hale getirilerek DECL işlemi yapılmadan uygulanan Maksimum Likelihood yöntemine göre elde edilen $m_{\max}$ değerleri tablo halinde verilmiştir (Çizelge 5.3)

Çizelge 5.3. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen $m_{\max}$ değerleri (Maksimum Likelihood Yöntemi)

Uygulanan Yöntemler (Norm)	$m_{\max}$	$m_{\min}$	m_{ort}
Tate-Pisarenko	9.00	4.00	6.06
Kijko- Sellevoll (Approx.)	8.90	4.40	6.00
Kijko- Sellevoll (Exac.)	8.45	4.20	5.98
Tate-Pisarenko-Bayes	8.45	4.20	6.02
Kijko-Sellevoll-Bayes	8.70	4.20	5.95



Şekil 5.34. Çalışma alanının Maksimum Likelihood Yöntemine göre lamda değeri haritası

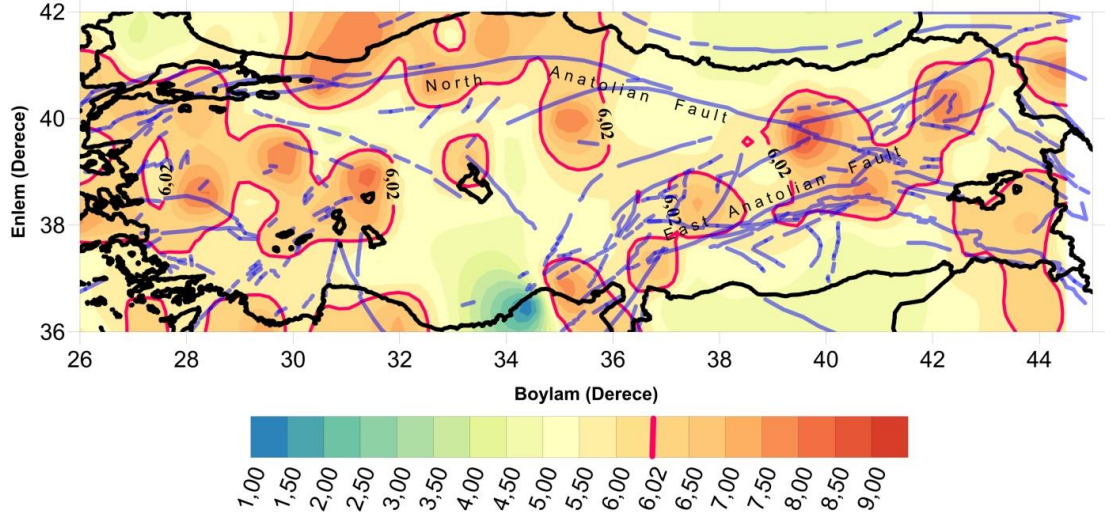
Çalışma alanında DECL işlemi uygulanmadan haritalanan Lamda değerleri çizelge 5.4’de gösterilmiştir.

Çizelge 5.4. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen Lamda değerleri

UYGULANAN YÖNTEM (NORM)	En Büyük Lamda Değeri	En Küçük Lamda Değeri	Ortalama Lamda Değeri
En Küçük Kareler Yöntemi	9.50	0.00	1.50
Maksimum Likelihood Yöntemi	9.50	0.00	1.77

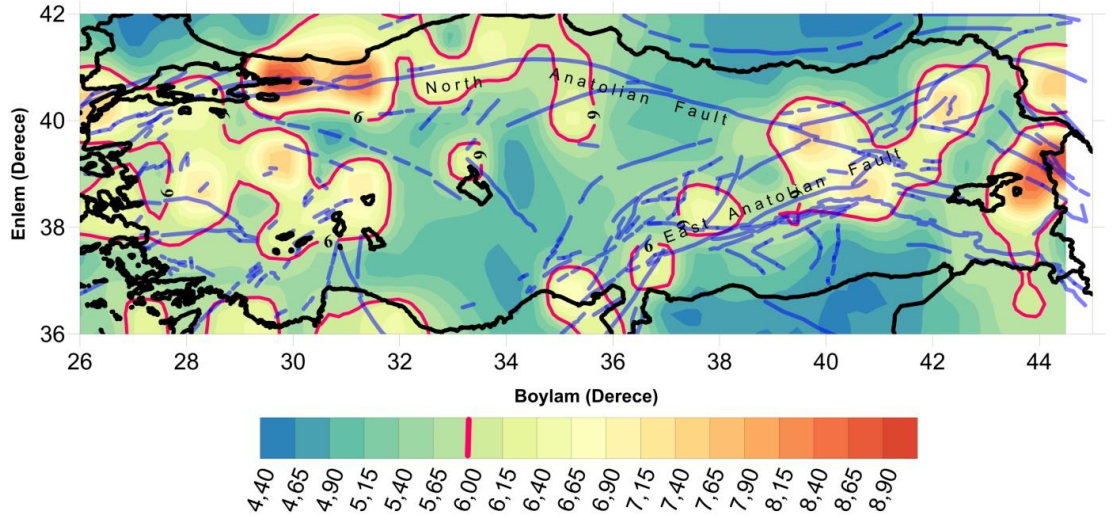
Önceki bölümlerde uygulanan yöntemlere DECL işlemi yani artçı şokları çıkartarak alanının en büyük bölgesel magnitüd (m_{max}) hesaplamaları yapılmıştır.

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko Yöntemine göre hesaplanmıştır. Bu hesaplamalara göre çalışma alanının $m_{max} = 9.00$, $m_{min} = 1.00$ ve bölge için ortalama değer $m_{ort} = 6.02$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değer dağılım haritası yapılmıştır (Şekil 5.35).



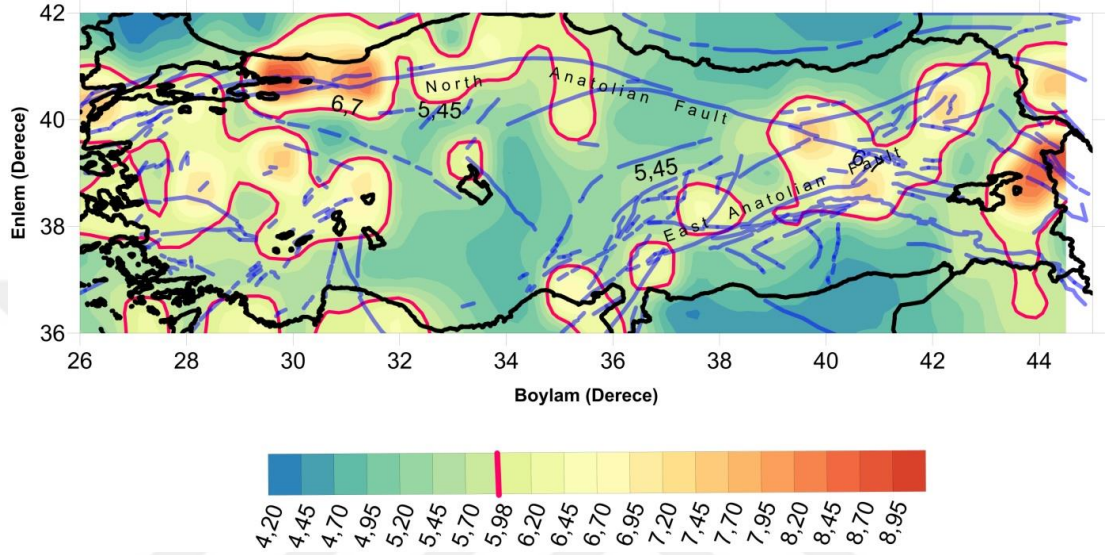
Şekil 5.35. DECL Maksimum Likelihood Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanının $m_{\max} = 8.90$, $m_{\min} = 4.40$ ve bölge için ortalama değer $m_{\text{ort}} = 6.00$ olarak elde edilmiş ve bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.36).



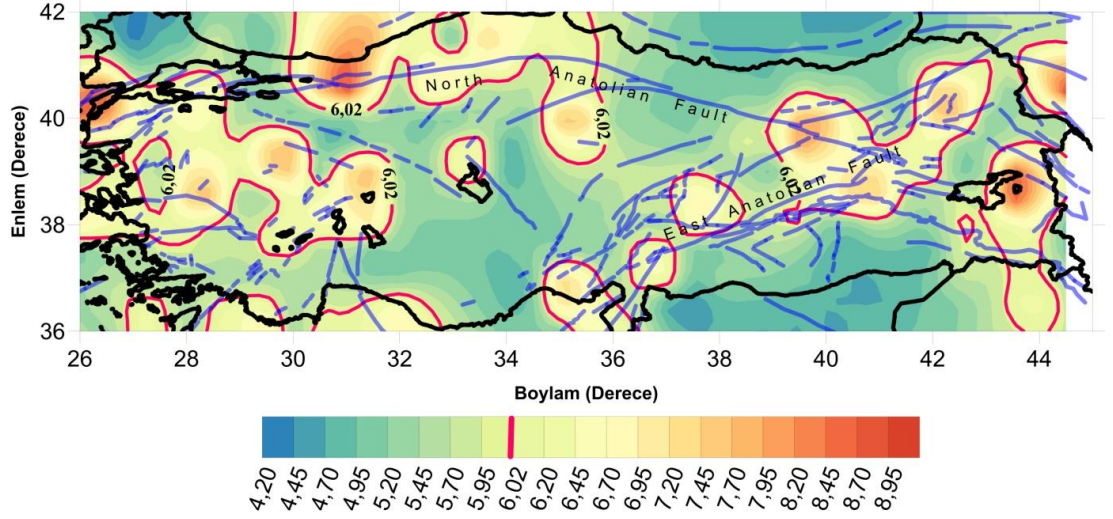
Şekil 5.36. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanının $m_{\max} = 8.95$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değer $m_{\text{ort}} = 5.98$ olarak elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.37).



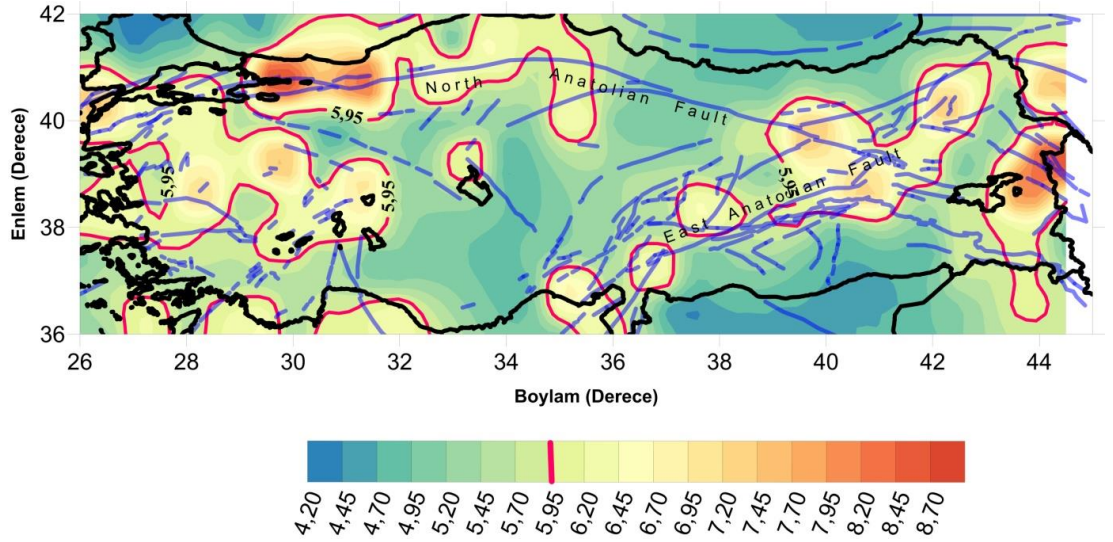
Şekil 5.37. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye’nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 8.95$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değer $m_{\text{ort}} = 6.02$ olarak elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.38).



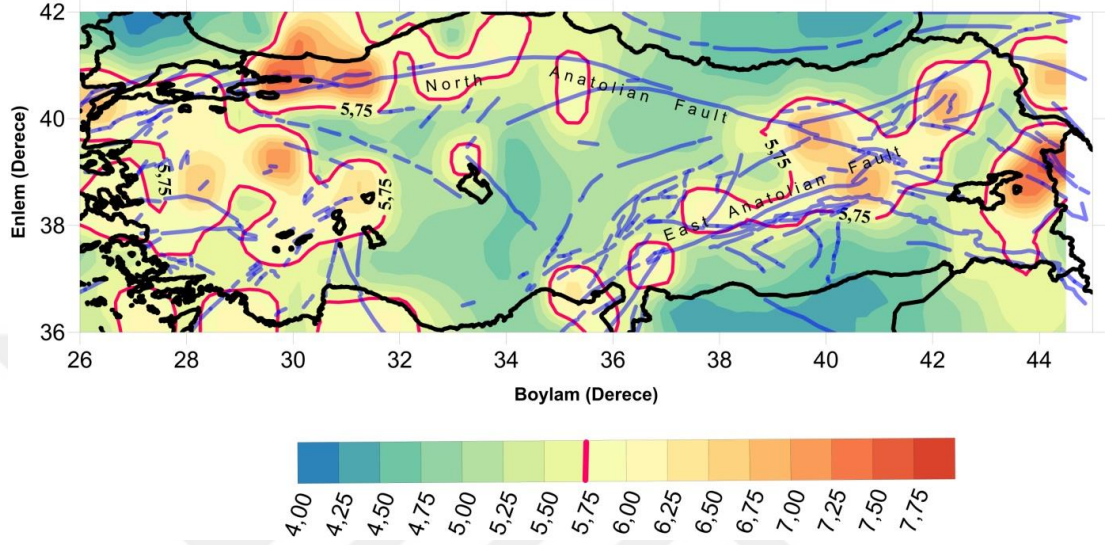
Şekil 5.38. DECL Maksimum Likelihood Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 8.70$, $m_{\min} = 4.20$ ve bölge için ortalama değer $m_{\text{ort}} = 5.95$ olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.39).



Şekil 5.39. DECL Maksimum Likelihood Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değerinin gözlemlenen magnitüd değeri en yüksek 7.75, en düşük 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri 5.75 olarak hesaplanmış ve haritalanmıştır. Gözlemlenen magnitüd değerinin ortalaması kırmızı renkli çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 5.40).



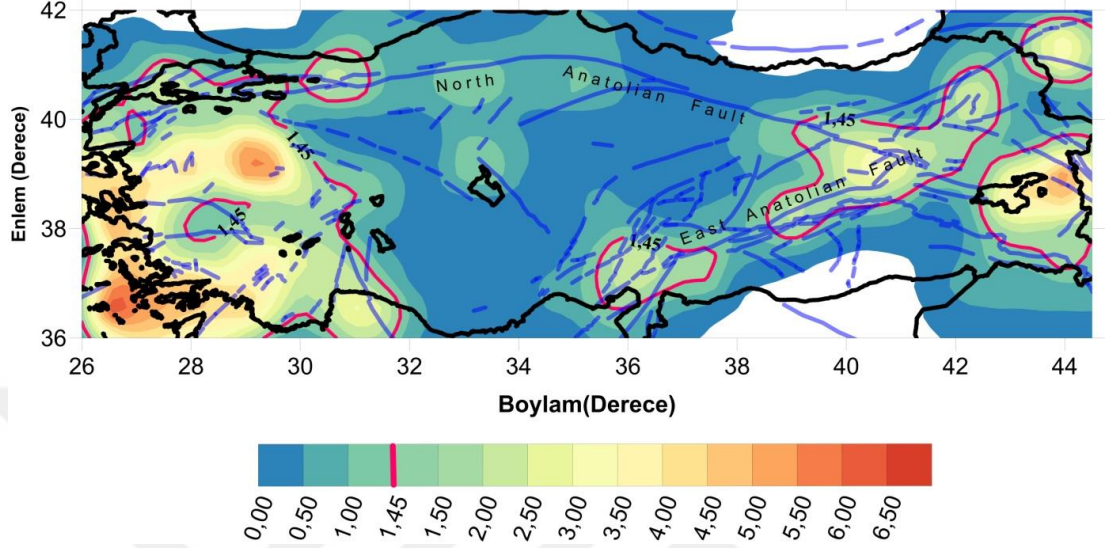
Şekil 5.40. DECL işlemi yapılmış çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değeri haritası

Çalışma alanında homojen hale getirilerek DECL işlemi yapılarak uygulanan Maksimum Likelihood yöntemine göre elde edilen m_{max} değerleri tablo halinde verilmiştir (Çizelge 5.5)

Çizelge 5.5. DECL işlemi uygulanarak elde edilen m_{max} değerleri (Maksimum Likelihood Yöntemi)

UYGULANAN YÖNTEMLER (DECL)	m_{max}	m_{min}	m_{ort}
Tate-Pisarenko	9.00	1.00	6.02
Kijko- Sellevoll (Approx.)	8.90	4.40	6.00
Kijko- Sellevoll (Exac.)	8.95	4.20	5.98
Tate-Pisarenko-Bayes	8.95	4.20	6.02
Kijko-Sellevoll-Bayes	8.70	4.20	5.95

DECL Maksimum Likelihood Yöntemi uygulanarak çalışma alanının lamda değeri hesaplanmıştır. Şekil 5.41'deki haritaya göre maksimum lamda değeri 6.50; minimum lamda değeri 0.00 ve ortalama lamda değeri ise 1.45 olarak gösterilmiştir.



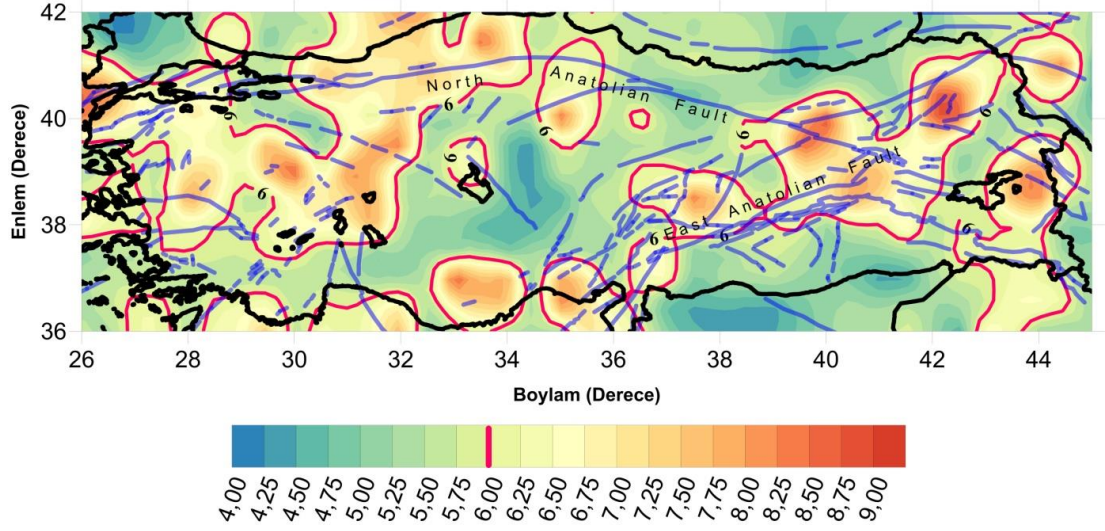
Şekil 5.41. Çalışma alanının DECL Maksimum Likelihood Yöntemine göre lamda değeri haritası

Çalışma alanında DECL işlemi uygulanarak haritalanan Lamda değerleri çizelge 5.6'da gösterilmiştir.

Çizelge 5.6. DECL işlemi uygulanarak elde edilen Lamda değerleri

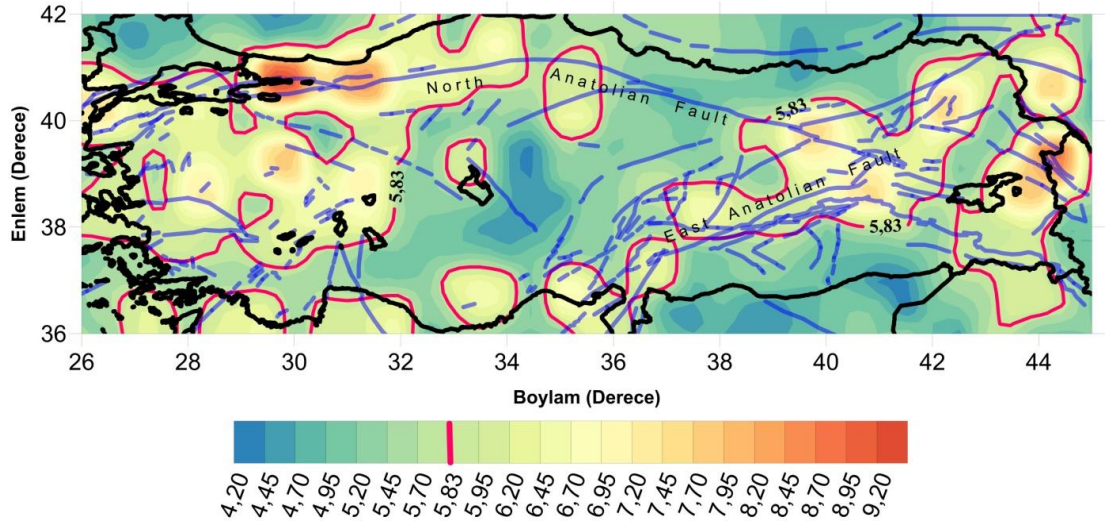
UYGULANAN YÖNTEM (DECL)	En Büyük Lamda Değeri	En Küçük Lamda Değeri	Ortalama Lamda Değeri
En Küçük Kareler Yöntemi	5.50	0.00	1.19
Maksimum Likelihood Yöntemi	6.50	0.00	1.45

Bu çalışmadaki diğer bir yöntem olan Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max}$ değeri 9.00; $m_{\min}$ değeri 4.00 ve bölge için ortalama değeri 6.00 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası yapılmıştır (Şekil 5.42).



Şekil 5.42. Kaltek Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

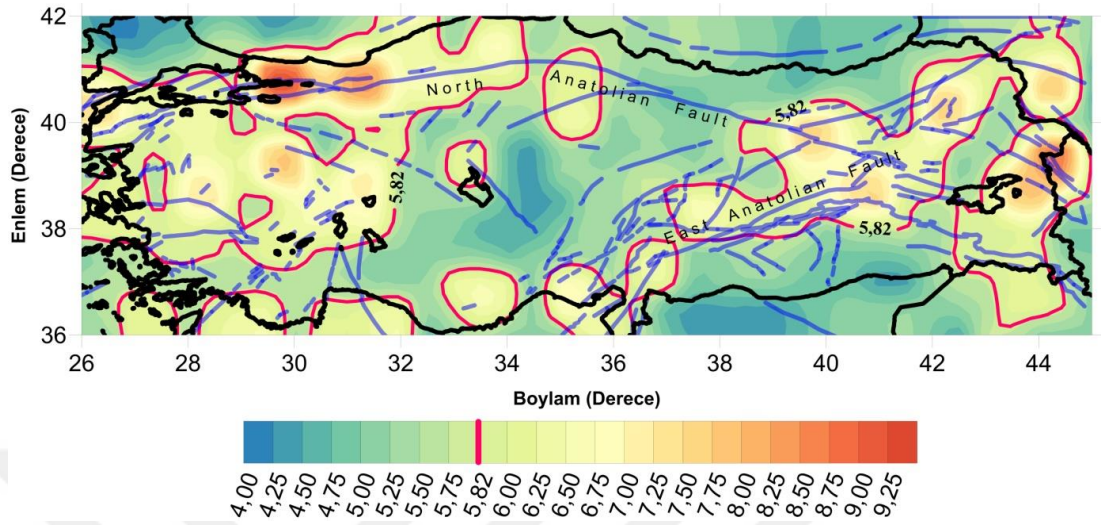
Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 9.20$; $m_{\min} = 4.20$ ve çalışma alanının ortalama değeri $m_{\text{ort}} = 5.83$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının " $m_{\max}$ " değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.43).



Şekil 5.43. Kaltek Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

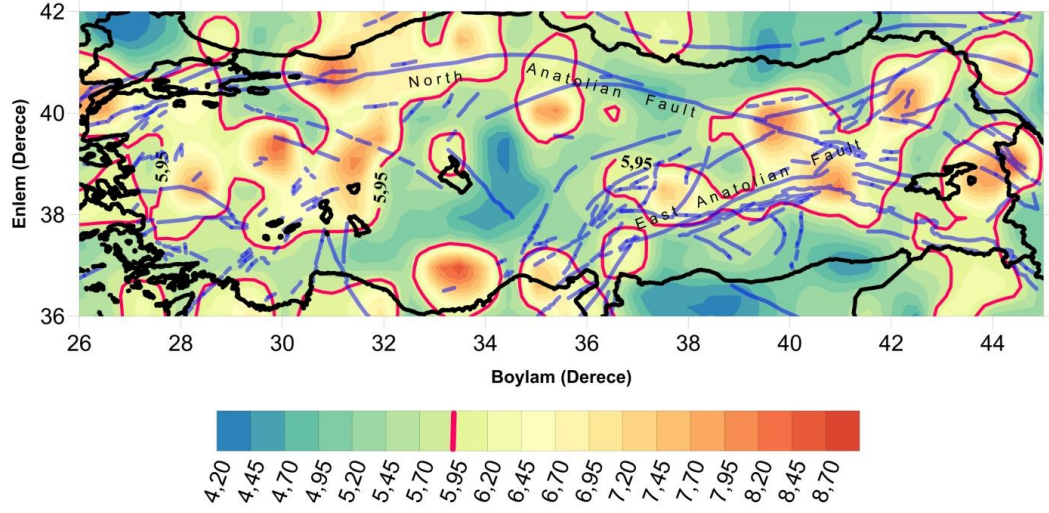
Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 9.25$; $m_{\min} = 4.00$ ve

Çalışma alanının ortalama değeri $m_{ort}=5.82$ değeri elde edilmiştir. Bu değere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değeri dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.44).



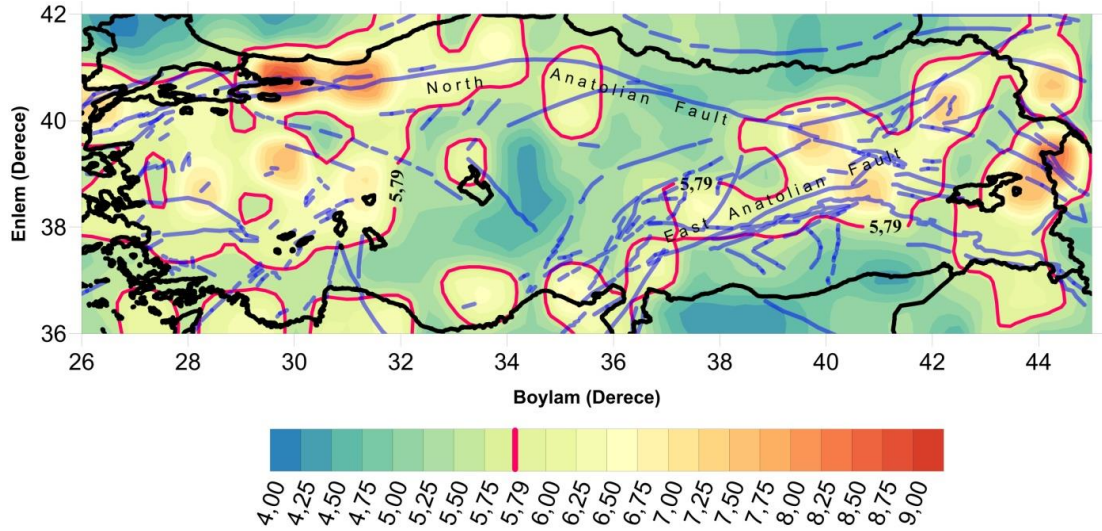
Şekil 5.44. Kaltek Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye’nin m_{max} değeri dağılım haritası

Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre hesaplandığında çalışma alanı için $m_{max} = 8.70$; $m_{min} = 4.20$ ve çalışma alanının ortalama değeri $m_{ort} = 5.95$ değeri elde edilmiştir. Bu değere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değeri dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.45).



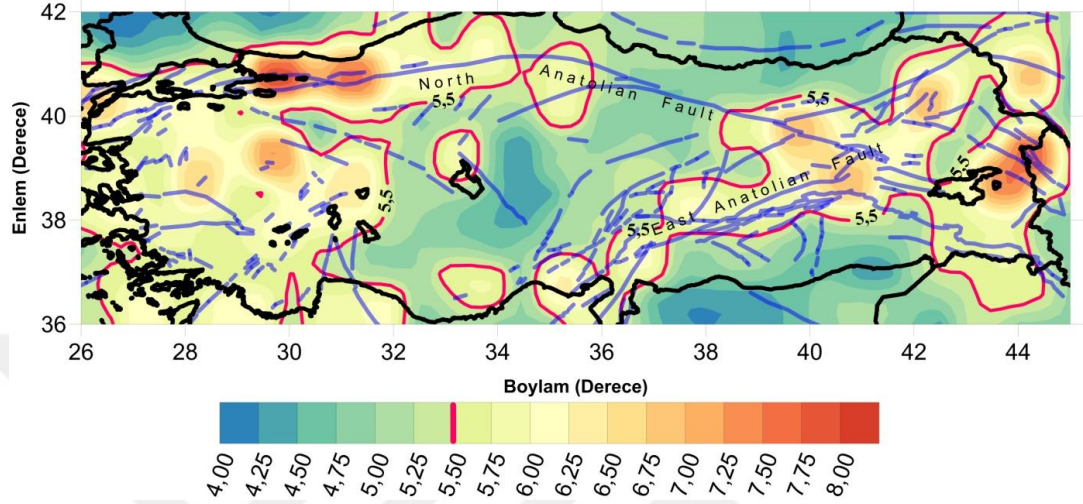
Şekil 5.45. Kaltek Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanının $m_{\max}$ değeri 9.00; $m_{\min}$ değeri 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri yani m_{ort} 5.79 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre çalışma alanının " $m_{\max}$ " değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.46).



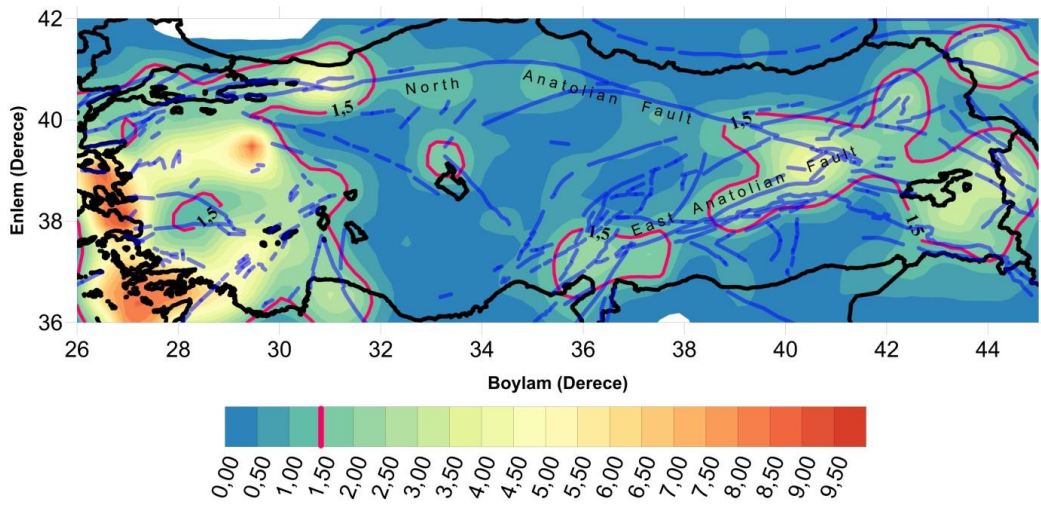
Şekil 5.46. Kaltek Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Kaltek Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri en yüksek 8.00; en düşük 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri 5.5 olarak hesaplanmış ve haritalanmıştır. Gözlemlenen magnitüd değerinin ortalaması kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 5.47).



Şekil 5.47. Kaltek Yöntemine göre Türkiye'nin gözlemlenen magnitüd değeri haritası

Kaltek Yöntemi uygulanarak çalışma alanının lamda değeri hesaplanmıştır. Şekil 5.48'deki haritaya göre maksimum lamda değeri 9.50; minimum lamda değeri 0.00 ve çalışma alanının ortalama lamda değeri ise 1.50 olarak hesaplanmış ve haritalanmıştır.



Şekil 5.48. Türkiye'nin Kaltek Yöntemine göre lamda değeri haritası

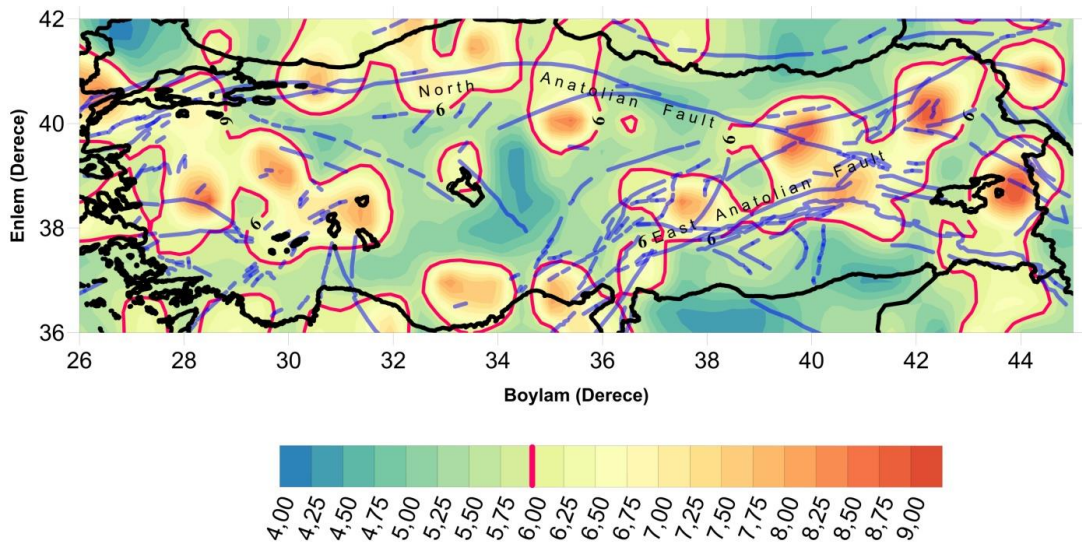
Çalışma alanında homojen hale getirilerek DECL işlemi yapılmadan uygulanan Kaltek Yöntemine göre elde edilen m_{max} değerleri çizelge halinde verilmiştir (Çizelge 5.7)

Çizelge 5.7. DECL işlemi uygulanmadan elde edilen m_{max} değerleri (Kaltek Yöntemi)

UYGULANAN YÖNTEMLER (NORM)	m_{max}	m_{min}	m_{ort}
Tate-Pisarenko	9.00	4.00	6.00
Kijko- Sellevoll (Approx.)	9.20	4.20	5.83
Kijko- Sellevoll (Exac.)	9.25	4.00	5.82
Tate-Pisarenko-Bayes	8.70	4.20	5.95
Kijko-Sellevoll-Bayes	9.00	4.00	5.79

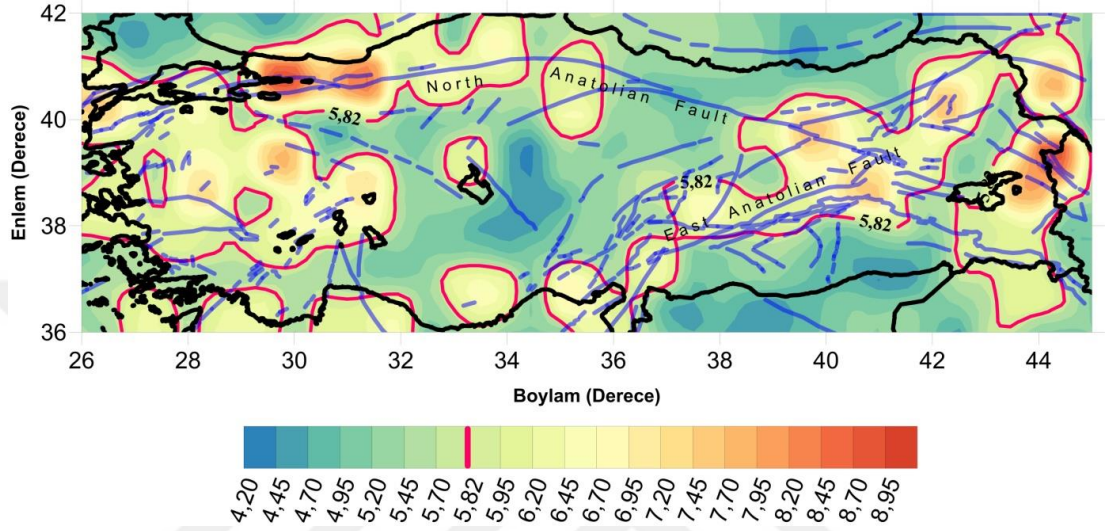
Yukarıda incelenen Kaltek Yöntemlerine ek olarak DECL işlemi uygulanarak da Türkiye haritalanmıştır.

Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Tate-Pisarenko Yöntemine göre hesaplandığı zaman Türkiye için m_{max} değeri 9.00; m_{min} değeri 4.00 ve çalışma alanı için ortalama değer 6.00 olarak bulunmuştur. Bu değerlere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.49).



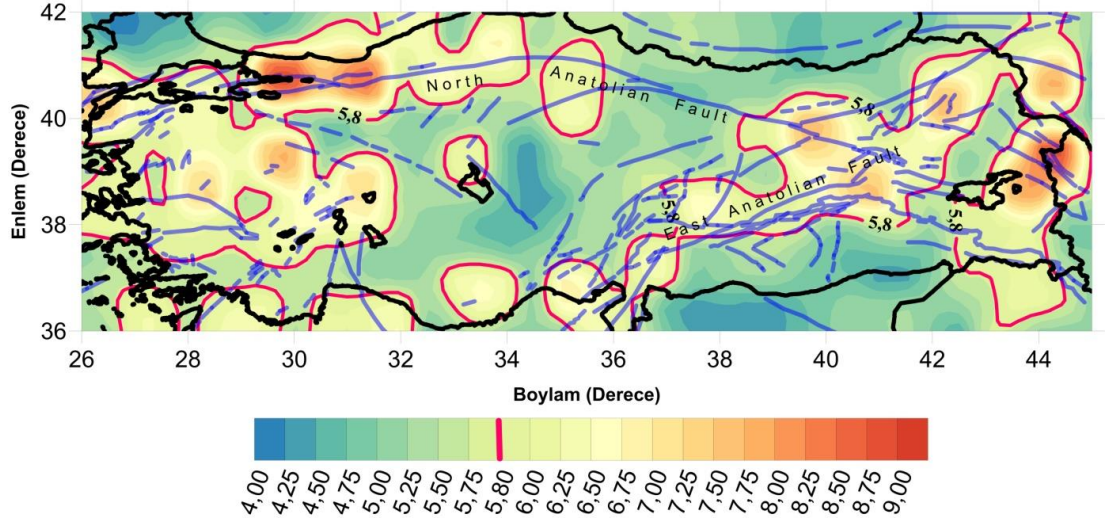
Şekil 5.49. Kaltek DECL Tate-Pisarenko Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası

Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri Kijko-Sellevoll (approx.) yöntemine göre hesaplandığı zaman çalışma alanı için $m_{\max} = 8.95$; $m_{\min} = 4.20$ ve çalışma alanının ortalama değeri $m_{\text{ort}} = 5.82$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.50).



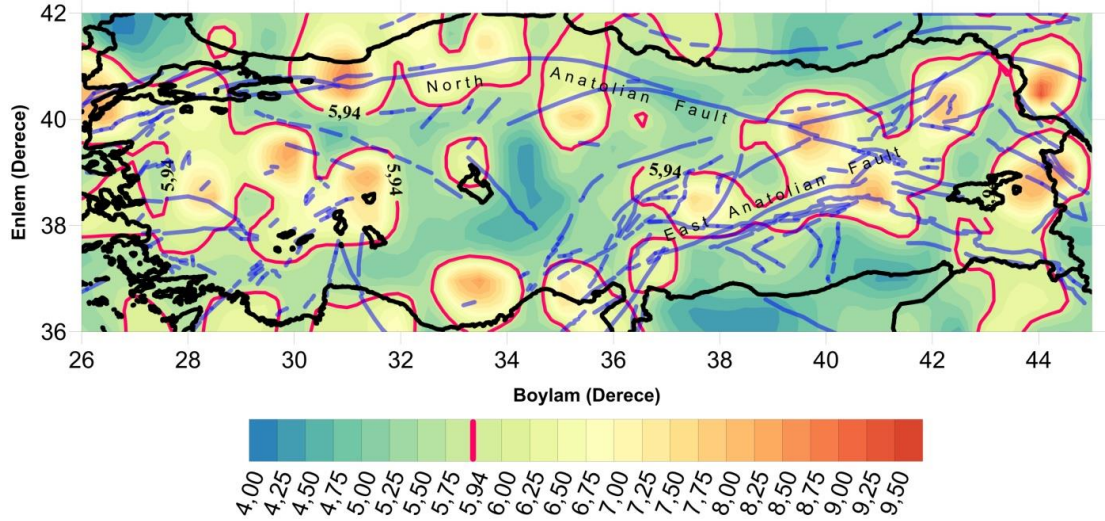
Şekil 5.50. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll (approx.) Yöntemine göre Türkiye’nin $m_{\max}$ değer dağılım haritası

Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri; Kijko-Sellevoll (exac.) yöntemine göre hesaplandığı zaman, çalışma alanı için $m_{\max} = 9.00$; $m_{\min} = 4.00$ ve çalışma alanının ortalama değeri $m_{\text{ort}} = 5.80$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ $m_{\max}$ ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.51).



Şekil 5.51. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll (exac.) Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası

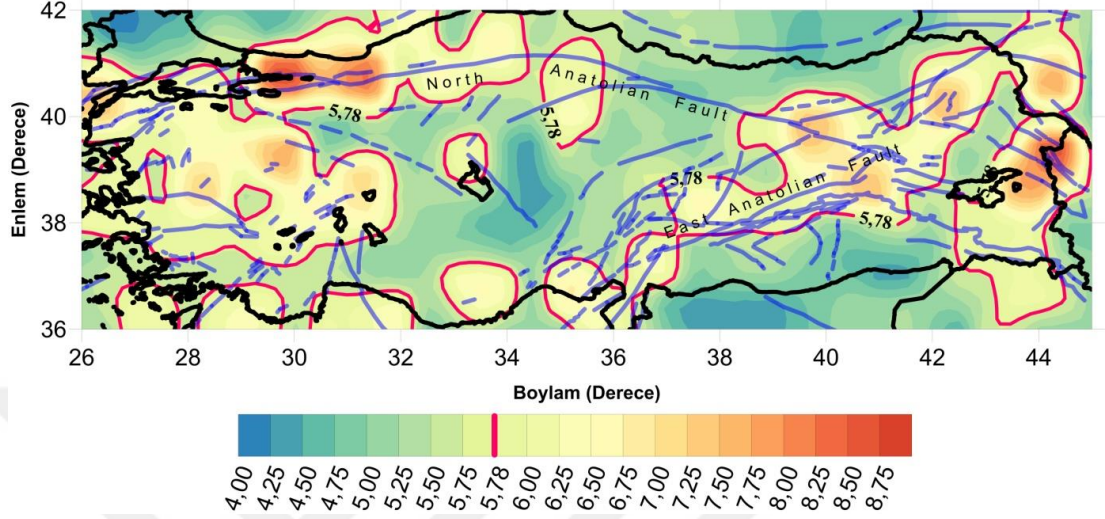
Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri; Tate-Pisarenko-Bayes yöntemine göre hesaplandığı zaman, çalışma alanı için $m_{max}=9.50$; $m_{min}= 4.00$ ve çalışma alanının ortalama değeri $m_{ort}= 5.94$ değeri elde edilmiştir. Bu değerlere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.52).



Şekil 5.52. Kaltek DECL Tate-Pisarenko-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası

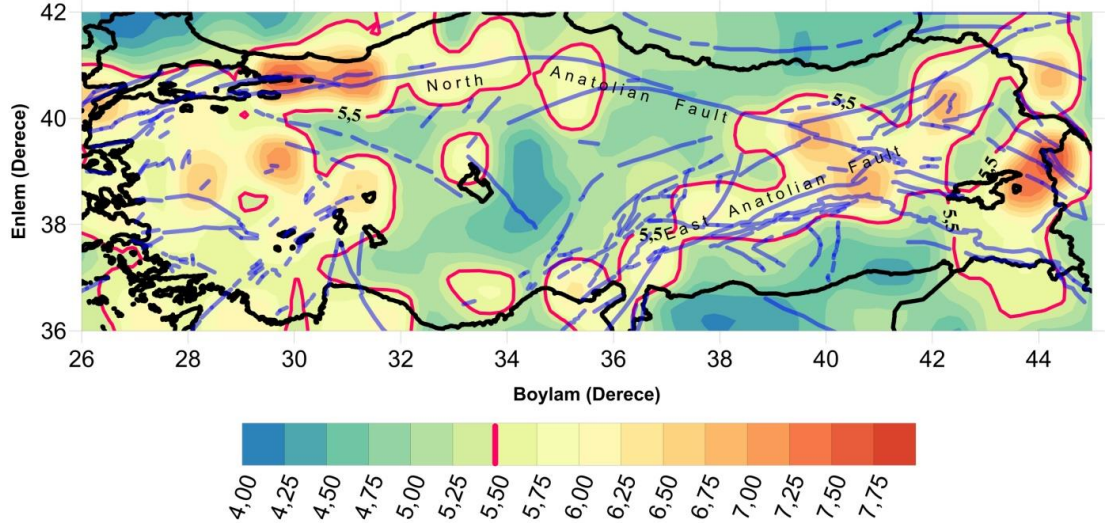
Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değeri; Kijko-Sellevoll-Bayes yöntemine göre hesaplandığı zaman, çalışma alanının m_{max} değeri 8.75; m_{min}

değeri 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri m_{ort} 5.78 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre çalışma alanının “ m_{max} ” değer dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.53).



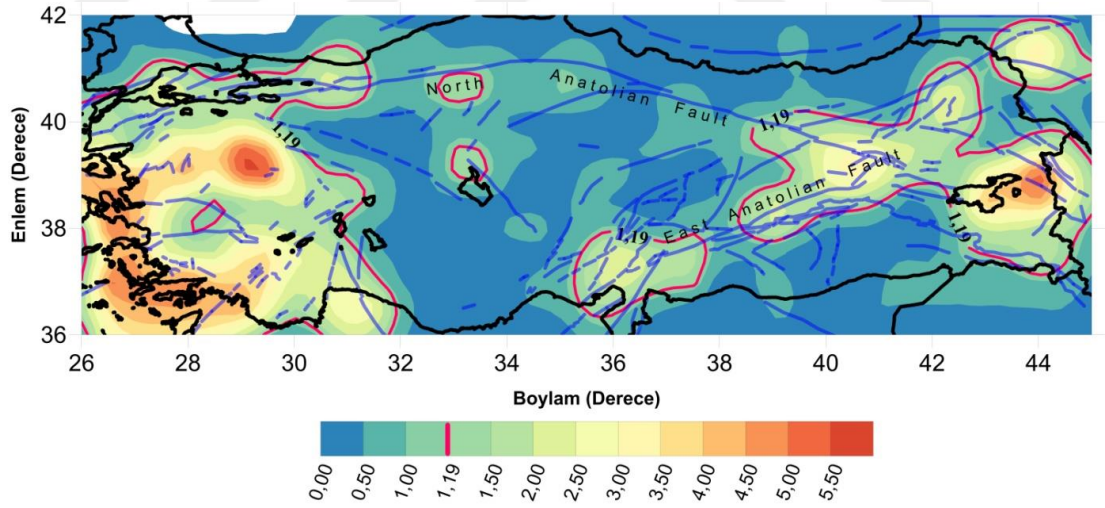
Şekil 5.53. Kaltek DECL Kijko-Sellevoll-Bayes Yöntemine göre Türkiye'nin m_{max} değer dağılım haritası

Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak maksimum magnitüd değerinin gözlemlenen magnitüd değeri en yüksek 7.75; en düşük 4.00 ve çalışma alanının ortalama değeri 5.50 olarak hesaplanmış ve haritalanmıştır. Gözlemlenen magnitüd değerinin ortalaması kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 5.54).



Şekil 5.54. Kaltek DECL Yöntemine göre çalışma alanının gözlemlenen magnitüd değer haritası

Kaltek DECL Yöntemi uygulanarak çalışma alanının lamda değeri hesaplanmıştır. Şekil 5.55’deki haritaya göre maksimum lamda değeri 5.50; minimum lamda değeri 0.00 ve ortalama lamda değeri ise 1.19 olarak bulunmuştur



Şekil 5.55. Çalışma alanının Kaltek DECL Yöntemine göre lamda değer haritası

Çalışma alanında homojen hale getirilerek DECL işlemi yapılarak uygulanan Kaltek Yöntemine göre elde edilen m_{max} değerleri çizelge halinde verilmiştir (Çizelge 5.8).

Çizelge 5.8. DECL işlemi uygulanarak elde edilen $m_{\max}$ değerleri (Kaltak Yöntemi)

UYGULANAN YÖNTEMLER (DECL)	$m_{\max}$	$m_{\min}$	m_{ort}
Tate-Pisarenko	9.00	4.00	6.00
Kijko- Sellevoll (Approx.)	8.95	4.20	5.82
Kijko- Sellevoll (Exac.)	9.00	4.00	5.80
Tate-Pisarenko-Bayes	9.50	4.00	5.94
Kijko-Sellevoll-Bayes	8.75	4.00	5.78

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bir bölgenin depremselliğini yansıtan en önemli parametrelerden olan sismik risk parametreleri, $m_{\max}$ en büyük bölgesel magnitüd, λ aktiflik oranı ve Gutenberg-Richter bağıntısının b parametresinin hesaplanmasında kullanılan verilerin özellikleri büyük önem taşımaktadır. Sismik parametrelerinin hesaplanmasında tarihsel ve aletsel sismolojinin başladığı 1900 yılına kadar olan ve yalnızca yaptıkları hasar veya hissedilme derecelerine göre belirlenebilmiş depremleri içermektedir. Dolayısı ile bu kataloglarda belirli bir magnetüdden daha küçük magnitüdlü depremler eksik olduğu gibi, kayıtlardaki düzensizliklerden kaynaklanan boşluklar bulunmaktadır. Aletsel dönem deprem katalogları ise 1900 yılından günümüze kadar olan ve hem aletsel hem de gözlemsel olarak belirlenebilmiş depremleri içermektedir. Bu katalogda, kullanılan aletlerin algılama kapasitelerine göre ancak belirli bir magnetüdden daha büyük depremler için tamam sayılabilmekte ve aletsel problemlerden kaynaklanan boşluklar içerebilmektedir.

Tamamlanmış ve eksik deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında En Büyük Olasılık (The Maksimum Likelihood Method) başarı ile kullanılabilir. Kijko ve Sellevol (1989)'un bu amaçla geliştirdiği yöntem yalnızca büyük depremlerden oluşan tarihsel dönem deprem kataloglarının ve tamam olduğu varsayılan aletsel dönem deprem kataloglarının ayrı ayrı veya birlikte kullanılabilmesine izin vermektedir. Ayrıca, kataloglarda boşluklar bulunabileceği gibi, tamam olduğu varsayılan kataloğun farklı bölümlerinde kesme magnitüdü, yani magnitüdün alt sınırı farklı olabilmektedir. Bu kolaylıklara rağmen, Kijko ve Sellevoll (1989)'un yöntemi magnitüdderide hataları dikkate alamamaktadır. Oysa deprem magnitüdü hiçbir zaman tamamıyla doğru olarak bilinmemektedir. Tarihsel depremlere ait magnitüd bilgileri makrosismik gözlemlere dayandığından ve çoğu zaman bu gözlemler yeterince açık olmadığından ve yorumcuya göre değişebildiğinden büyük belirsizlikler içerir. Ayrıca, makrosismik gözlemlerin (şiddet değerinin) magnitüde dönüştürülmesinde de hatalar olmaktadır (Ambraseys vd., 1983; Bender, 1987; Tinti vd., 1987). Öte yandan, aletsel olarak belirlenmiş magnitüdderide de büyük belirsizlikler olabileceği gibi katalog içinde magnitüd türünün aynı olmasını sağlamak için ampirik bağıntılar ile yapılan magnitüd dönüşümlerinden kaynaklanan belirsizlikler vardır. Chung ve Bernreuter (1981) bu

işlemin her zaman geçerli olmadığını belirtmişlerdir. Sismometrelerin özelliklerindeki değişiklikler de magnitüd dönüşümlerinden sistematik hatalara neden olabilmektedir (Chung ve Bernreuter, 1981, Nutti ve Hermann, 1982). Bu sebeplerden, hem tarihsel hem de aletsel dönem deprem katalogları magnitüdlere düzensizlikler içerir ve sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerini dikkate alabilecek yöntemlere ihtiyaç duyulur. Kijko ve Sellevoll (1992) daha önce kendilerince geliştirilen en büyük olasılık yöntemini bu amaca uygun hale getirmişlerdir (Alptekin ve Öncel, 1992). Bu çalışmada Kijko ve Sellevoll (1992) yöntemi kullanılarak çalışma alanı için m_{max} en büyük bölgesel magnitüd, λ aktiflik oranı ve Gutenberg- Richter bağıntısının parametreleri hesaplanmıştır.

Çalışmada 26°-45° Doğu boylamları, 36°-42°Kuzey enlemleri arasında kalan bölgede 1964-2014 yılları arasında meydana gelen deprem verileri kullanılmıştır. Sismisite parametrelerinin belirlenebilmesi ve haritalanması için çalışılan alan sırasıyla 0.5°Dx0.5°K aralıklar ile gridlenmiştir. $r= 0.5^\circ$ yarıçaplı alt bölgelere ayrılarak, bu yarıçap içerisinde meydana gelmiş depremler incelenmiştir. Her bir alt bölge için, Gutenberg- Richter magnitüd- frekans bağıntısındaki a ve b değerleri, En Büyük Olasılık Yöntemi ve yeni bir alternatif metod olan Kaltek Tekniği (Kalyoncuoğlu vd., 2003a; 2003b; 2005) kullanılarak bölgenin sismisitesi ve sismik riski belirlenmeye çalışılmıştır.

Depremlerin zamana bağlı analizi, 1960-2000 yılları aralığında biriken enerjinin ortaya çıktığı, 2001 yılından itibaren ise bölgenin sakinleştiği ve gerilme ve deformasyon enerjisinin tekrar birikmeye başladığı ve oluşacak büyük depremlere hazırlandığı görülmektedir. Depremlerin uzaysal dağılımları, normal ve DECL işlemi yapılmış (Şekil 5.3 ve Şekil 5.6a) haritada episantr dağılımları incelendiği zaman 7'den büyük depremlerin KAFZ, DAFZ boyunca ve Ege Grabeni havzasında oluşabileceği görülmüştür. Şekil 5.8 ve Şekil 5.15'deki derinlik histogramlarından anlaşılabileceği üzere, çalışma alanında meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğu 0-30 km derinlikleri arasında yaklaşık üst kabukta meydana gelmiştir. Bu sonuçlardan anlaşılabileceği üzere bölge deformasyon enerjisinin daha çok üst kabuk üzerinde biriktiği yorumuna varılır.

Gutenberg-Richter bağıntısındaki a ve b parametrelerinin En Büyük Olasılık Yöntemi analizinde, b parametresi deprem aktivitesinin fazla ve büyük depremlerin olduğu bölge için 1.12-1.13 aralığında değişim gösterdiği ve sismik aktivitenin yüksek olduğu alansal bir gerilme görülmüştür. En düşük b değerinin hesaplandığı yerlerde M_c değeri eşit dağılım göstermiştir ve alan içinde veri dağılımının hesaplandığı yerlerde $M_c=4.3$ değerindedir. Bölgenin büyük çoğunluğunda b değerleri dağılımının standart sapması; 0.1'den daha küçüktür. Bu da yığınsal dağılım için uyum seviyesinin oldukça yüksek ve düzenli bir dağılım olduğudur. Çalışılan alanın deprem yoğunluğuna bakıldığında Güney Doğu Anadolu Fay Zonu ile Kuzey Anadolu Fay Zonunun çakışma bölgesinde ve Ege Grabeninde kilometrekareye düşen deprem sayısının fazla olduğu ve bunun sonucunda ise o bölgede enerji yoğunluğunun yüksek olduğu görülür.

Gutenberg-Richter bağıntısının Kaltek Yöntemine bağlı çözümünde deprem oluşumunun fiziği ve alanların tektonik karakteristiği ile ilgili olduğu belirtilen b parametresi dikkate alınarak En Büyük Olasılık Yöntemi ile farklı bir değer çıkmadığı görülür. Kaltek Yönteminde de Güney Doğu Anadolu Fay Zonu ile Kuzey Anadolu Fay Zonunun çakışma bölgesinde ve Ege Grabeninde de kilometrekareye düşen deprem sayısının fazla olduğu ve bunun sonucunda ise enerji yoğunluğunun yüksek olduğudur.

Genel anlamda Türkiye'nin deprem oluşumu açısından oldukça aktif olduğu ve 8-8.5 magnitüdlere ulaşacak depremlere sahne olabileceği görüşüne varılmıştır.

KAYNAKLAR

- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bm$ and its Confidence Limits, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Univ., 43, 237-239.
- Aki, K., 1968. Seismicity and Seismological Method, Tectonophysics 6 pp. 41-58.
- Allen, C.R., Amand, P., Richter, C.F., Nordquist, J.M., 1965. Relation Between Sismicity and Geological Structure in the Southern California Region, Bulletin of The Seismological Society of Amerika, 55, 752-797.
- Alptekin, Ö. ve Öncel, A. O., 1992. Magnitüd Hatalarının Sismik Risk Hesaplarındaki Etkisi ve Erzincan Çevresinde Deprem Riski, Jeofizik 6, 85-102.
- Ambraseys, N. N., 1970. Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone, Tectonophysics, Abh., Amsterdam. 9, 143-165, 14.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting Associated With Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region, Geophysical Journal International 133, 390-406.
- Apostol, A., Aresene, G., Marza, V.I., 1985. Precursory Seismicity of Intermediate Depth Earthquakes in Vrancea Region, Romania. Proceed. Euro, Seismology Com. Sym. On Earthquake Prediction Research, Earthquake Prediction Research 3, 105-119. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 18/1, 21-26.
- Arpat, E., Saroğlu, F., 1975. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeoloji Kurultay Bülteni, Sayı 18/1, s. 91-101.
- Aspinall, W.P., J.B. Shepherd, G. Woo, A. Wightman, K.R. Rowley, L.L. Lynch, and W.B. Ambeh, 1994. Seismic Ground Motion Hazard Assessment at a Site Near a Segment Subduction Zone: the Roseau Dam, Saint Lucia, West Indies, Earthquake Spectra, 10, 259-292.
- Ateş, R., Bayülke N., 1977. 26 Mart 1977 Palu Elazığ Depremi, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Ankara.
- Aytun, A., 1973., İsmetpaşa İstasyonu Civarında Krip Ölçümleri, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Maden Tetkik Araştırma Enstitüsü Yayını, 114-121.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. IESCA-Proceedings.

- Bayrak, Y., Yılmazturk, A., Ozturk, S., 2002. Lateral Variations of the Modal (a/b) Values for the Different Regions of the World. *Journal of Geodynamics* 34, 653–666,
- Bayrak, Y., 2004. Sismoloji Deprem Bilimi, Fakülte Ders Notları No:62.
- Bender, B., 1987. Effects of Observational Errors in Relating Magnitude Scales and Fitting the Gutenberg-Richter Parameter β , *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1400-1428.
- Bender, B.K., D.M. Perkins, 1993. Treatment of Parameter Uncertainty and Variability for Single Seismic Hazard Map, *Earthquake Spectra*, 9, 165-195.
- Boray, A., Şaroğlu, F., Emre, Ö., 1985. Isparta Büklümünün Kuzey Kesiminde Doğu-Batı Daralma için Bazı Veriler. *Jeoloji Mühendisliği* 23, 9-20.
- CHAN, L.S., Chandler, A.M., 2001. Spatial Bias in b-value Of The Frequency–Magnitude Relation For the Hong Kong Region. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 73–81.
- Chouliaras, G., Stavrakakis, G.N., 2001. Current Seismic Quiescence in Greece: Implications for Seismic Hazard, *Journal of Seismology*, 5, 595-608.
- Chung, D. H., Bernreuter, D. L. 1981. Regional Relationships Among Earthquake Magnitude Seales, *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 649-663.
- Consele, R., Montuori, C., Murru, M., 2000. Statistical Assesment of Seismicity Patterns in Italy: Are They Preqursors of Subsequent Events, *Journal of Seismology*, 4, 435-449.
- Cooke, P., 1979. Statistical Inference for Bounds of Random Variables, *Biometrika*, 66, 367-374.Cooke, P.
- Cramér, H., 1961. *Mathematical Methods of Statistics*, Princeton University Press. Princeton.
- DeGroot, M.H., 1970. *Optimal Statistical Decisions*, McGraw-Hill, New York.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996. Sismisitedeki Uzun Süreli Değişim ve Güncel Sismisiteyi Esas Alarak Deprem Tahminine Bir Yaklaşım (Türkiye'nin Sismotektoniği'nde), BIB Yayınları, Temmuz 1996, Ankara, s, 91.
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, *Geol. Soc. Am. Bui.*, 90, 84-92
- Dong, W.M., H.C. Shah, A.B. Bao, 1984. Utilization of Geophysical Information in Bayesian Seismic Hazard Model, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 3, 103-111.

- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, I. H., and Leteouzey, J., 1979. Formations of the Grabens in Southwestern Anatolia, Bull. Min. Res. Explor. Inst Turkey, 92, 7-18.
- EERI Committe on Seismik Risk, (H. C. Shah, Chairman), 1984. Glossary of Terms for Probabilistic Seismic Risk and Hazard Analysis, Earthquake Spectra, 1, 33-36.
- Erdik, M., Özselçuk, A., 1978. Türkiye Deprem Kataloglarının Bölgesel Düzenlenmesi, Rapor No. Ortadoğu Teknik Üniversitesi , DMAE 78/6, Aralık 1978.
- Ergin, K., Güçlü, U., Aksoy, G., 1971. Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü yayını.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., Değirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makrosismik Rehberi 1900-1988, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İstanbul.
- Fiedler, B.G., 1974. Local b-Values Related to Seismicity, Tectonophysics 23, 277–282.
- Garcia-Fernandez, M., M. Jimenez, A. Kijko, 1989. Seismic Hazard Parameters Estimation in Spain From Historical and Instrumental Catalogues, Tectonophysics, 167, 245-251.
- Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 86, 815–838, 1986.
- Gökçe, V., 2007. Güneybatı Türkiye'nin Depremsellik ve Deprem Tehlike Analizi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Isparta, 81s.
- Gutenberg, B, Richter, C.F., 1944. Seismicity of the Earth, Princeton University Pres, Princeton, N, J, 2nd ed. 273 pp.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 63, pp. 501-516.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M.S., Doyuran, V., Başöz, V., 1993. En Son Verilere göre Hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Rapor No: METU/EERC 93-01, Ortadoğu Teknik Üniversitesi Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi, 156 s.
- Haberman, R. E., Wyss, M., 1984. Seismic Quiescence and Earthquake prediction on the Cala-Eras Fault, California, abstract, Eos 65, 988.

- Haberman, R.E., 1981. The Quantitative Recognition and Evaluation of Seismic Quiescence: Applications to Earthquake Prediction and Subduction Zone Tectonics, Ph. D. Thesis (University of Colorado, Boulder 1981).
- Hamdache, M., 1998. Seismic Hazard Assessment for the Main Seismogenic Zones in North Algeria, Pure App. Geophys. 152, 281-314.
- Hamdache, M., M. Bezzeghoud, and A. Mokrane, 1998. Estimation of Seismic Hazard Parameters in the Northern Part of Algeria, Pure App. Geophys. 151, 101-117.
- Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M., Papazachos, B.C., 1985. The Seismic Parameter b of the Frequency–Magnitude Relation and its Association With the Geological Zones in the Area of Greece, Tectonophysics 120, 141–151.
- Herece, E., Akay, E. 1992. Karlıova-Çelikhan Arasında Doğu Anadolu Fayı [East Anatolian Fault between Karlıova and Çelikhan]. Abstracts, 9th Petroleum Congress of Turkey, 361–372.
- International Seismological Center (ISC), 2009. Bölgede Meydana Gelmiş Depremlerin Lokasyonları ve Magnitüd Değerlerine İlişkin Bilgiler. <http://www.isc.ac.uk>
- Ishimoto, M., Iida, K., 1939. Observation Sur Les Seismes Enregistres Par le Microsismographe Construit Dernierement (1), Bull, Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo 17: 443-478 (in Japanese with French abstract).
- İlhan, E., 1976. Türkiye Jeolojisi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Yayını, sayı 51
- İmamoğlu, M. Ş., 1993. Gölbaşı (Adıyaman)-Pazarcık-Narlı(K.Maraş) Arasındaki Sahada Doğu Anadolu Fayı'nın Neotektonik İncelemesi, Yayımlanmamış Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- İmamoğlu, M.Ş., 1996. Doğu Anadolu Fay Zonu Gölbaşı Kesimi Neotektonik Özellikleri ve Gölbaşı-Saray Fay Kaması Havzası, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 11, 176-184.
- Kalyoncuoğlu, Ü. Y., Çoban, H., Uyanık, O., 2003a. An Overwiev of the Mediterranean Region Seismotectonic Using A New Approach to the b-value in the Gutenberg-Richter Relation and Other Geophysical Data: Preliminary Result, International Workshop on the Nort Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems, METU, Ankara.
- Kalyoncuoğlu, Ü. Y., Uyanık, O., Altuncu, S., Uyanık, N. A., 2003b. Gutenberg-Richter Bağntısına Yeni Bir Yaklaşım ile İstanbul ve Civarının Sismisitesinin Belirlenmesi. İ.Ü. Müh. Fak., Müh. Bil. Genç Araş. I. Kongresi, İstanbul.

- Kalyoncuoglu, Ü. Y., 2007. Evaluation of Seismicity and Seismic Hazard Parameters in Turkey and Surrounding Area Using a New Approach to the Gutenberg–Richter Relation, *J Seismol*, 11, 131–148.
- Katsumata, K., Kasahara, M., 1999. Precursory Seismic Quiescence before the 1994 Kurile Earthquake (Mw=8.3) Revealed by Three Independent Seismic Catalogs, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 43-470.
- Ketin, İ., 1966. Anadolunun Tektonik Birlikleri, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, sayı 54, s, 20-34.
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir Karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kurulu Bülteni*, 19, 149-154.
- Ketin, İ., 1977. Genel Jeoloji, Cilt I, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, İstanbul, 595 pp.
- Kılıç, S., 2006. Türkiye’deki İki Farklı Artçı Deprem Zonundaki Sismisite Parametrelerinin Uzaysal ve Zamansal Değişimi, Yüksek Lisans Tezi, 2006.
- Kijko, A., Sellevol, M.A., 1989. Estimation of Earthquake Hazard Parameters From Incomplete Data Files, Part I. Utilization of Extreme and Complete Catalogs with Different Threshold Magnitudes. *Bulletin of Seismological Society of America* 79, 645–654.
- Kijko, A., Sellevol, M.A., 1992. Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity. *Bulletin of Seismological Society of America* 82, 120–134.
- Kijko, A. 1998. Different Techniques For Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude m_{max} , 1-33.
- Kijko, A. 2004. Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude, m_{max} ; Pure and Applied Geophysics, Birkhauser Verlag, Basel.
- Knopoff, L., 1964. Q. Reviews of Geophysics, 2(4), 625-660.
- Koçyiğit, A.; Özacar, A. A.; Cihan, M., 2000. Batı Anadolu Horst-Graben Sisteminin Doğu Uzantısı ve Isparta Açısı İle İlişkisi Nedir? Fethiye-Burdur Zonu Olarak Bilinen Yapının Tektonik Niteliği, 5-6, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu* 4. Toplantı, Kasım 2000.
- Le Pichon, X., Francheteau, J., Bonnin, J., 1973. *Platetectonics: Development in Geotectonics*. Elsevier, Amsterdam, 300 p.

- Manakou, M.V., Tsapanos, T.M., 2000. Seismicity and Seismic Hazard Parameters Evaluation in the Island of Crete and Surrounding Area Inferred From Mixed Data Files, *Tectonophysics* 321, 157–178.
- Marza, V.I., A. Kijko, P. Mantyniemi, 1991. Estimate of Earthquake Hazard in the Vrancea (Romania) Region, *Pure App. Geophys.* 131, 143-154.
- McClusky, S., vd., 2000. GPS Constrains on Crustal Movements and Deformations For Plate Dynamics, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5720
- McKenzie, D.P., 1970. Plate Tectonics of the Mediterranean Region. *Nature*, 226:239-243.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediteranean Region, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Mogi, K., 1969. Some Features of Recent Seismic Activity in and Near Japan, {2}: Activity Before and After Great Earthquakes, *Bull. Eq. Res. Inst. Univ. of Tokyo*, 47, 395-417.
- Mori, J., Abercrombie, R.E., 1997. Depth Dependence of Earthquake Frequency–Magnitude Distributions in California: Implications for the Rupture Initiation. *Journal of Geophysical Research* 102, 15081–15090.
- Mortgat, C.P., H.C. Shah, 1979. A Bayesian Model for Seismic Hazard Mapping, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 1237-1251.
- Motezedian, D., A.A. Moinfar, M. Behnam, 1997. Seismic Hazard Analysis Based on Virtual Earthquakes Distribution, Mahab Ghods Consulting Engineering Co., p.10.
- Murru, M., Console, R., Montuori, C., 1999. Seismic Quiescence Precursor to the 1983 Nihonkai-Chububu (m=7.7) Earthquake, Japan, *Annali Geophysica*, 42, 5, 871-882.
- Nalbant, S.,S., McCloskey, J., Steacy, S., Barka, A.A., 2002. Stress Accumulation and Increase Seismic Risk in Eastern Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195, 291-298.
- Nuttli, O. W., Hermann, R. EB. 1982. Earthquake Magnitude Scales, *J. Geotech. Eng. Div. ASCE* 108, 783-786
- Oliveira, C.S., 1974. Seismic Risk Analysis, Report No. EERC 74-1, University Of California, Berkeley.
- Olsson, R., 1999. An Estimation of Maximum b-Value in the Gutenberg- Richter Relation. *Journal of Geodynamics*, 27, 547-552.

- Oral, M.B., Robert, E. R., Toksöz, N. M., Barka, A. A. ve Kinik, L., 1993. Preliminary Results of 1988 and 1990 GPS Measurements in Western Turkey and Their Tectonic Implications, *Crustal Geodynamics*, 23,407-416
- Özdemir, F., Necioğlu, A., Bağcı, G., 2000. Antalya ve Çevresinin Depremselliği ve Odak Mekanizması Çözümleri. *Jeofizik*, S:87- 102.
- Özer, M.F., 1983. Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Kesiminin Depremselliği, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 71s.
- Özer, M.F., Irmak, T.S., 2001, 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Kaynak ve Yırtılma Mekanizması, 14.Jeofizik Kurultayı ve Sergisi, Genişletilmiş Sunular Kitabı, s. 32-34.
- Papadopoulos, G.A., A. Kijko, 1991. Maximum Likelihood Estimation of Hazard Parameters in the Aegean area From Mixed Data, *Tectonophysics*, 185, 277-294.
- Papazachos, B., Kiratzi, A., Papadimitriou, E., 1991. Regional Focal Mechanism for Earthquakes in the Aegean Area. *Pageoph*, 136(4), 405-420
- Philippson, A., 1910. Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien, I, s. 77-88.
- Pisarenko, V.F., A.A. Lyubushin, V.B. Lysenko, T.V. Golubieva, 1996. Statistical Estimation of Seismic Hazard Parameters: Maximum Possible Magnitude and Related Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 691-700.
- Quenouille, M.H., 1956. Note on Bias in Estimation, *Biometrika*, 43, 353-360.
- Reasenber, P. A., 1985. Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *J. Geophys. Res.*, 90, 5479-5495.
- Rhoades, D.A., R.J., Van Dissen, D.J. Dowrick, 1994. On the Handling of Uncertainties in Estimating the Hazard of Rupture on a Fault Segment, *J. Geophys. Res.* 99, B7, 13701-13712.
- Rotwan, I., Keilis, B.V., Botwina, L., 1997. Premonitory Transformation of Steel Fracturing and Seismicity, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 101, 61-71.
- Sahu, O.P., Saikia, M.M., 1994. The b-value Before the 6th August, 1988 India-Myanmar Border Region Earthquake a Case Study. *Tectonophysics* 234,349-354.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2005. Microseismicity data forecast rupture area. *Nature* 434, 1086.
- Scordilis, E. M. 2006. Empirical Global Relations Converting M_s and m_b to Moment Magnitude, *Journal of Seismology*.

- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği: İstanbul Teknik Üniversitesi - Maden Fakültesi, Doktora Tezi, İstanbul.
- Smith, W.D., 1981. The b-value as an Earthquake Precursor. *Nature* 289, 136–139.
- Smith, W.D., 1986. Evidence for Precursory Changes in the Frequency–Magnitude b-value.
- Staub, C., Kahle, G., 1994. Global Positioning Estimates Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, North Western Anatolia, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 121, 495-50
- Staub, C., Kahle, G., 1995. Active Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, inferred from GI Measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2533-2536
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri: *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 1 73-94, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin Aktif Fayları ve Depremsellikleri, *Maden Tetkik Arama Rapor no. 8174*, 394 s.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esaslar, *Türkiye Jeoloji Kurumu, Konf. Ser., No: 2*, 40.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu, Yerbilimleri Özel Dizisi*, No: 1, 75
- Tatar, Y., 1978. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) Bölgesinin Stratigrafisi ve Petrografisi: *Maden Tetkik ve Arama Enstitü Dergisi*, 88, 56-72
- Tate, R.F., 1959, Unbiased Estimation: Function of Location and Scale Parameters, *Ann. Math. Statist.* 30, 331-366.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D., 1991. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, 106, 433-490.
- Tekin, F., Hafizoğlu, E., 2000. Batı Anadoludaki Önemli Fay Zonları ve Depremselliği Etkileri, 1-15.
- Tsapanos, T.M., 1990. b-Values of Two Tectonic Parts in the Circum-Pacific Belt, *Pure and Applied Geophysics* 134, 229–242.

- Tsapanos, T.M., Galanopoulos, D.G., Burton, P.W., 1994. Seismicity in the Hellenic Volcanic Arc: Relation Between Seismic Parameters and the Geophysical Fields in the Region, *Geophysical Journal International* 117, 677–694.
- United States Geological Survey (USGS), 2009. Bölgede Meydana Gelmiş Depremlerin Lokasyonları ve Magnitüd Değerlerine İlişkin Bilgiler. <http://www.usgs.gov>
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M., Toung, R.P., 1992. Space-Time Correlations of b-value with Stress Release, *Pure Appl. Geophys.*, 139, 449-462.
- Wang, J.H., 1988. b-Values of Shallow Earthquakes in Taiwan, *Bulletin of Seismological Society of America* 78, 1243–1254.
- Wang, J.H., Diao, S., 1994. The Time and Space Dynamic Evolution of Three Seismicity Parameters Before and After the Heze M= 5.9 Earthquake. *North China Earthquake Science* 12, 54–61.
- Weichert, D.H., A. Kijko, 1989. Estimation of Earthquake Recurrence Parameters From Incomplete and Variably Complete Catalogue, *Seism. Res. Lett.*, 60, p.28.
- Westaway, R., 2003. Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated.
- Wiemer, S., Wyss, M., 1997. Mapping the Frequency–Magnitude Distributions in Asperities: an Improved Technique to Calculate Recurrence Times, *J Geophys Res* 102:15115–15128.
- Wiemer, S., Baer, M., 2000. Mapping and Removing Quarry Blast Events from Seismicity Catalogs. *Bulletin of Seismological Society of America* 90, 525–530.
- Wyss, M., Habermann, R. E., Griesser, J. C., 1984. Seismic Quiescence and Asperities in the Tonga-Kermadec arc, *J. Geophys. Res.*, 89, 9293-9304.
- Wyss, M., Burford, R. O., 1985. Current Episodes of Seismic Quiescence along the San Andreas Fault Between San Juan Batista and Stone Canyon California; Possible Precursors to Local Moderate Main Shocks, *U. S. Geol. Survey open-file report*, pp. 85-754.
- Wyss, M., Haberman, R. E., 1988a. Precursory Seismic Quiescence, *PAGEOPH.*, 126, 319-332.
- Wyss, M., Haberman, R. E., 1988b. Precursory Quiescence Before the August 1982 Stone Canyon, San Andreas Fault, Earthquakes, *PAGEOPH.*, 126, 333-356.

- Wyss, M., 1991. Reporting History of the Central Aleutians Seismograph Network and the Quiescence Precding in the 1986 Andean of Island earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 81, 1231-1254.
- Wyss, M., Shimazaki, K., Urabe, T., 1996. Quantitative Mapping of a Precursory Quinscence to the Izu-Oshima 1990 (M=6.5) Earthquake, Japan, Geophys. J. Int., 127, 735-743.
- Yağmurlu, F., Şentürk, M., 2001. Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı, 1-11.
- Yamashita, T., 1998. Simulation of Seismicity Due to Fluid Migration in a Fault Zones, Geophysical Journal International 132, 674-686.
- Yurui, H., Z. Tianzhong, 1997. The K Method for Estimating Earthquake Activity Parameters and Effect of the Boundary Uncertainty of the Source Region: Discussion on the Seismic Zoning Method, Earthq. Res. in China, 11, 299-305.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Tuğçe ÖNCEL
Doğum Yeri ve Yılı : Ankara, 1988
Medeni Hali : Bekar
Yabancı Dili : İngilizce
E-posta : onceltugce@gmail.com



Eğitim Durumu

Lise : Çankaya Lisesi; 2006
Lisans : SDÜ; Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği

Mesleki Deneyim

SDÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi	2007-2011
Türkerler Holding (Jeotermal Enerji)	2014-..... (halen)