

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN YAPISAL ANALİZİ VE
YAŞLANDIRILMASI**

Ayşe ÇAĞLAYAN

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2017**

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

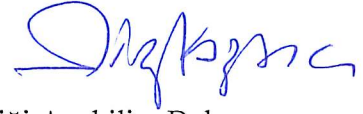
Ayşe ÇAĞLAYAN tarafından hazırlanan “**Kuzey Anadolu Fay Zonunun Yapısal Analizi ve Yaşlandırılması**” adlı tez çalışması 27/01/2017 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.



Danışman : Prof. Dr. Veysel IŞIK
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jüri Üyeleri :

Başkan : Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof. Dr. Veysel IŞIK
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof. Dr. Volkan KARABACAK
Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Yrd. Doç. Dr. Fatma TOKSOY KÖKSAL
Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Atila YETİŞEMİYEN
Enstitü Müdürü

ETİK

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

27.01.2017



Ayşe ÇAĞLAYAN

ÖZET

Doktora Tezi

KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN YAPISAL ANALİZİ VE YAŞLANDIRILMASI

Ayşe ÇAĞLAYAN

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Veysel IŞIK

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) yerkabuğunun en önemli aktif faylanma bölgelerinden olup tarihsel ve aletsel dönemde büyük depremler üretmiş doğrultu atımlı fay zonudur. Anadolu levhasının oluşumunu ve levhanın B-GB'ya hareketini sağlayan kabuksal ölçekteki bu zon çok sayıda segmentlerden oluşur.

1944 ve 1943 deprem segmentleri KAFZ içerisinde yüzlerce km yanal uzanımlı ve çok sayıda faylardan oluşur. Deprem segmentlerini oluşturan faylar saç örgüsü geometrisinde olup bir kısmı aktif ve potansiyel aktif özelliğe sahiptir. Yapısal analiz çalışmaları fayların tipik kataklastik zon (fay zonu) oluşturduğunu ortaya koymaktadır. Kataklastik zonların yapısal bileşenlerini fay çekirdeği, hasar zonları ve kayma düzlemleri oluşturur. Fay çekirdekleri büyük oranda gauç ve kataklasit, hasar zonları ise breş (çoğunlukla mozayik ve kaotik) türü fay kayaları ile temsil olur. Yaygın kırılanmalar ve yersel fay mercek oluşumları kataklastik zonların yaygın yapısal oluşumlarıdır. Mezoskopik ve mikroskopik yapısal bulgular, kataklastik zonların dolayısıyla segmentlerdeki faylanmaların kataklazma ve difüz kütle transferi deformasyon mekanizmaları ile ilişkili olduğunu ve yerin sığ derinlik koşullarında geliştiğini gösterir. Kayma düzlemlerinin yapısal analizi ana stres (gerilme) durumları ve stres oran değerleri segmentlerdeki faylanmaların egemen saf doğrultu atımlı rejim altında yersel yanal sıkışmalı ve yanal genişlemeli tektonik rejimlerle ilişkili olduğunu ortaya koyar. Bu bulgular segmentleri oluşturan faylanmaların sıkışmalı ve/veya genişlemeli bükülme ya da sıçramalı geometride gelişimine açıklık getirmektedir.

Faylanma ile ilişkili gelişen karbonat oluşumları (damar, sliktolit), kataklastik zonların kalınlıkları ve faylanmadaki yer değiştirme miktarları 1944 ve 1943 deprem segmentlerinin faylanma yaşını önemli ölçüde sınırlandırmaktadır. U-Th serisi yaşlandırma sonuçları Orta Pleyistosen'de bölgedeki faylanmaların aktif olduğuna işaret eder. Karbonat örneklerinden elde edilen radyometrik yaşlar 1944 ve 1943 depremlerini de oluşturan fayların 105.000 ile 1.700 yıl (Geç Pleyistosen-Geç Holosen) içerisindeki aktivitesini ortaya koymaktadır. Kataklastik zonlardaki hesaplamalar U-Th serisi yaşları destekler biçimde faylanmanın 163.075 ile 4.140 yıl arasındaki (Orta Pleyistosen-Orta Holosen) aktivitesini belirtir. Yapısal analiz ve yaş bulguları KAFZ'de Orta Pleyistosen döneminden beri sismik aktivitesinin ve ilişkili sıvı sirkülasyonunun günümüze kadar süreklilik gösterdiğini ortaya koymaktadır.

Ocak 2017, 259 sayfa

Anahtar Kelimeler: Fay zonu, Kataklastik zon, Fay çekirdeği, Hasar zonu, Yapısal analiz, Jeokronolojik yaşlandırma, Kuzey Anadolu Fay Zonu

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

STRUCTURAL ANALYSIS AND DATING OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT ZONE

Ayşe ÇAĞLAYAN

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Science
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof.Dr. Veysel IŞIK

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ), one of the most important active fault zones of the earth's crust, is a right lateral strike slip and produced large earthquakes during historical and instrumental periods. The zone, bounding the the Anatolian Plate and providing the movement of the plate in the direction of is W-SW, is a crustal-scale fault zones with many segments.

1944 and 1943 earthquake segments within the NAFZ includes numerous faults with hundreds of kilometers lateral extension. These fault segments have active and potentially active faults showing anastomosing fault pattern. Structural analyses show that the faults are characterized by typical cataclastic zones (fault zones). The major components of the cataclastic zones are fault cores, damage zones and slip-planes (slickensides). The fault cores mainly contain gouge and cataclasite type fault rocks but the damage zones are characterized by breccias (mostly mosaic and chaotic types). Intense fracturing and fault-bounded lenses are also common structural features of the cataclastic zones. Structural findings based on mesoscopic and microscopic studies indicate that the cataclastic zones consequential faulting along the segments occurred by cataclasis and diffusive mass transfer deformation mechanisms in shallow crustal depth conditions. Structural analysis of slip-planes along the 1944 and 1943 earthquake segments in the NAFZ indicate that principal paleostress orientations and stress ratio values suggest dominant pure strike-slip regime with locally transpression and transtension tectonic regime. All structural findings imply that faults along the segments show geometries of restraining and/or releasing bends or stepovers.

Fault-related carbonate precipitates, thickness of the cataclastic zones and amount of fault displacements constrain age of faulting along the 1944 ve 1943 earthquake segments. Results of U-Th series dating method for faulting in the region suggest Middle Pleistocene. Radiometric ages from carbonate samples reveal the faulting that produced the 1944 ve 1943 earthquakes was active in 105.000 to 1.700 years (Late Pleistocene-Late Holocene). Some calculations on the cataclastic zones yields ages between 163.075 and 4.140 years (Middle Pleistocene-Middle Holocene), which correlate to ages from U-Th series dating method. Findings from structural analysis and age results suggest that paleo-seismicity and its related fluid circulations in the NAFZ have been persistent since Middle Pleistocene to recent.

January 2017, 259 pages

Key Words: Fault zone, Cataclastic zone, Fault core, Damage zone, Structural analysis, Geochronological dating, North Anatolian Fault Zone

TEŞEKKÜR

Tez çalışması TÜBİTAK 111Y227 numaralı **“Doğrultu-Atımlı Ana Fay Zonlarının Yapısal Analizi ve Yaşlandırılması: Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonunda Çalışmalar”** ve Ankara Üniversitesi 15B0443001 numaralı BAP Projesi **“Kuzey Anadolu Fay Zonu (1942 Niksar-Erbaa, 1943 Tosya ve 1944 Gerede Deprem Segmentleri) ve Doğu Anadolu Fay Zonunda (Gölbaşı ve Islahiye Segmentleri) Paleosismoloji Çalışmaları”** adlı projeler tarafından desteklenmiştir.

Lisans ve lisans üstü eğitimim sürecinde bilim etiğine uygun araştırma ve yayın yapmanın önemini her zaman vurgulayan, çalışmamın her aşamasında değerli bilgi ve tecrübeleri ile bana yol gösteren ve her zaman yanımda olduğunu hissettiren bilim insanı yetiştirme sorumluluğunu üstlenmiş değerli hocam Sayın Prof. Dr. Veysel IŞIK (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamın son şeklini almasında değerli bilgi ve eleştirileriyle katkıda bulunan tez izleme komitesinde yer alan hocalarım Sayın Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’ya, Sayın Prof. Dr. Volkan KARABACAK (Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’a, Sayın Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’na ve Sayın Yrd. Doç. Dr. Fatma TOKSOY KÖKSAL (Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’a,

Tezimin jeokimya ve jeokronoloji çalışmaları bölümündeki katkılarından dolayı Sayın Prof. Dr. Halim MUTLU (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’ya ve Dr. Ezgi ÜNAL İMER (Queensland Üniversitesi)’e,

Doktora çalışmam sürecinde desteklerini esirgemeyen başta Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, Müsteşar Yardımcısı Sayın Fatma VARANK’a, Mekânsal Planlama Genel Müdürü Sayın Y. Erdal KAYAPINAR’a ve Genel Müdür Yardımcıları Sayın A. Nazan YILMAZ’a, Sayın A. Hakan AYBER’e,

Çalışmamın her aşamasında desteğini ve anlayışlarını esirgemeyen Yer Bilimsel Etüt Dairesi Başkanı Sayın Cahit KOCAMAN (İnşaat Yüksek Mühendisi)’a ve Şube Müdürü Sayın Mustafa Ali EROL (Jeoloji Mühendisi)’a,

Tez çalışmam boyunca yardımını ve desteğini esirgemeyen değerli arkadaşım Reza SABER PIRIVATLOU (Ankara Üniversitesi, Doktora Öğrencisi)'ya,

Tez çalışmam sürecinde manevi desteğini gördüğüm Cazim Mehmet TOPAL (Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, Hidrojeoloji Mühendisi)'a, Süheyla DİKİLİ (Hacettepe Üniversitesi, Doktora Öğrencisi)'ye ve adlarını burada sayamadığım mesai arkadaşlarıma,

Maddi ve manevi destekleriyle beni hiç bir zaman yalnız bırakmayan değerli aileme içten teşekkürlerimi sunarım.

Ayşe ÇAĞLAYAN
Ankara, Ocak 2017

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI	
ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER DİZİNİ.....	xiii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Tezin Amacı.....	10
1.2 Metod	11
1.3 İnceleme Alanları ve Tezin Çerçevesi.....	12
2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU.....	15
2.1 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tanımlanması.....	15
2.2 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Levha Tektoniğin İçerisindeki Yeri.....	17
2.3 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Yaşı, Toplam Atımı, Kayma Oranı ve Segmentleri.....	21
2.4 Kuzey Anadolu Fay Zonundaki Öncel Çalışmalar.....	24
3. 1944 DEPREM SEGMENTİ.....	47
3.1 Giriş.....	47
3.2 Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi.....	51
3.3 Litoloji.....	54
3.3.1 İstanbul Zonu.....	54
3.3.2 Sakarya Zonu.....	57
3.3.3 Ofiyolit/Ofiyolitli Melanj birimleri.....	58
3.3.4 Havza birimleri.....	58
3.3.5 KAFZ ile ilişkili havza birimleri.....	59
3.3.5.1 Bolu Havzası.....	59
3.3.5.2 Yeniçağa Havzası.....	61
3.3.5.3 Çerkeş-Kurşunlu Havzası.....	64
3.4 Yapısal Analiz.....	66
3.4.1 Tanımsal analiz.....	67
3.4.1.1 Bolu Bölgesi.....	69
3.4.1.2 Yeniçağa Bölgesi.....	81
3.4.1.3 Hamamlı Bölgesi.....	87
3.4.2 Kinematik ve dinamik analiz.....	96
4. 1943 DEPREM SEGMENTİ.....	125
4.1 Giriş.....	125
4.2 Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi.....	127

4.3 Litoloji.....	128
4.3.1 Sakarya (Pontid) Zonu.....	128
4.3.2 Ofiyolit/Ofiyolitli Melanj birimleri.....	129
4.3.3 Havza Birimleri.....	132
4.3.4 KAFZ ile ilişkili havza birimleri.....	132
4.3.4.1 Tosya Havzası.....	132
4.3.4.2 Kargı Havzası.....	134
4.3.4.3 Ladik Havzası.....	136
4.4 Yapısal Analiz.....	138
4.4.1 Tanımsal analiz.....	138
4.4.1.1 Alıç Bölgesi.....	140
4.4.1.2 Özboyu Bölgesi.....	144
4.4.1.3 Tahtaköprü Bölgesi.....	149
4.4.1.4 Arslantaş Bölgesi.....	153
4.4.2 Kinematik ve dinamik analiz.....	159
5. JEOKİMYASAL VE JEOKRONOLOJİK ÇALIŞMALAR	173
5.1. Giriş.....	173
5.2 Örnek Alımı.....	173
5.3 Jeokimyasal Analizler.....	174
5.3.1 Duraylı izotoplar.....	179
5.3.1.1 Oksijen ve Karbon izotopları.....	179
5.3.2 Radyojenik izotoplar.....	182
5.3.2.1 Stronsiyum izotopları.....	182
5.3.3 Nadir Toprak Elementleri ve Yitrium analizi.....	184
5.3.4 İzotopik yaşlandırma.....	187
5.3.4.1 U-Th serisi jeokronolojisi.....	187
5.3.4.2 Rb-Sr jeokronolojisi.....	191
5.3.4.2.1 XRD verileri.....	192
5.3.4.2.2 Rb-Sr verileri ve değerlendirilmesi.....	193
6. TARTIŞMA	199
6.1 Doğrultu Atımlı Fay Zonlarının Yerkabuğu İçerisindeki Konumu.....	199
6.2 Dünyadaki Aktif Bazı Ana Doğrultu Atımlı Fay Zonları.....	201
6.3 Dünyadaki Fay Zonlarında Kataklastik Zon Gelişimi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Karşılaştırması.....	204
6.4 1944 ve 1943 Deprem Segmentleri Yer değiştirme Miktarlarının Kataklastik Zon Yardımıyla Belirlenmesi.....	213
7. SONUÇLAR.....	225
KAYNAKLAR.....	228
ÖZGEÇMİŞ.....	255

SİMGELER DİZİNİ

°	Derece
%	Yüzde
‰	Binde
δ	Delta
σ	Sigma
α	Alfa
λ	Lamda

Kısaltmalar

cm	Santimetre
m	Metre
km	Kilometre
C	Karbon
B	Batı
D	Doğu
G	Güney
GB	Güney Batı
GD	Güney Doğu
H	Hidrojen
K	Kuzey
KB	Kuzey Batı
KD	Kuzey Doğu
My	Milyon yıl
O	Oksijen
Rb	Ribidyum
Sr	Stronsiyum
Th	Toryum
U	Uranyum

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	a. Gevrek makaslama zonları (Fay zonları), b. Sünümlü makaslama zonları (Davis ve Reynolds 1996'dan yeniden çizilmiştir).....	2
Şekil 1.2	Fay kayaları sınıflaması (Sibson 1977).....	4
Şekil 1.3	Gevrek ve sünümlü makaslama zonlarının genel özelliklerini gösterir şematize şekil (Scholz 2002'den yeniden düzenlenerek alınmıştır).....	5
Şekil 1.4	Kataklastik zonun hasar zonu ve çekirdek kesimlerini temsil eden şematize model	7
Şekil 1.5	a. Kuzey Anadolu Fay Zonunun uzanımını gösterir şematize harita, b. ve c. sayısal yükseklik modeli üzerinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun 1944 ve 1943 deprem segmentleri.....	13
Şekil 2.1	Türkiye ve yakın çevresinin levha özellikleri (Işık vd. 2014a'dan yorumlanarak yeniden çizilmiştir).....	16
Şekil 2.2	Türkiye sınırları içerisinde KAFZ'nin yüzey kırığı oluşturan depremleri ve deprem segmentlerini gösteren harita.....	17
Şekil 2.3	Doğu Akdenizin levha geometrisi ve Türkiye'nin paleotektonik alanları ve neotektonik yapılarını gösterir harita (Okay ve Tüysüz 1999, Işık vd. 2014a'dan yeniden çizilmiştir).....	18
Şekil 2.4	Erken Miyosen döneminden günümüze Türkiye'nin tektonik oluşumunu gösteren haritalar (Şengör 1979, Şengör vd. 1985).....	19
Şekil 2.5	Türkiye'nin neotektonik bölgelerini gösterir harita (Şengör vd. 1985).....	20
Şekil 2.6	Akdeniz'in sismik hatlarına işaret eden harita (Mallet 1862).....	25
Şekil 2.7	Ereğli hattı ve Paflogonya Nedbesi'ni gösteren harita (Nowack 1932)....	26
Şekil 2.8	Anadolu'nun tektonik haritası (Salomon Calvi 1940a).....	27
Şekil 2.9	Kuzey Anadolu depremlerini ve sismik alanları gösterir harita (Pamir 1944).....	28
Şekil 2.10	Türkiye'nin deprem haritası (Egeran ve Lahn 1944).....	28
Şekil 2.11	Anadolu'nun tektonik birliklerini ve 1939-1948 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dizilimlerini gösteren harita (Ketin 1948)...	29
Şekil 3.1	1944 deprem segmentinin KAFZ'deki konumunu gösterir harita.....	47
Şekil 3.2	1944 deprem segmentinin uzanımı boyunca farklı araştırmacıların önerdikleri segment dağılımı (a. Demirtaş 2000, b. Herece 2005, c. Kondo vd. 2005, d. Ayhan ve Koçyiğit 2010).....	48
Şekil 3.3	1944 deprem kırığı öncesinde ve sonrasında gelişen depremlerin tarihleri ve kırık uzanımları (Kondo vd. 2005, Herece ve Akay 2003'den derlenmiştir).....	50
Şekil 3.4	1944 deprem segmentinin geçtiği kesimin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA haritalarından sadeleştirilerek yeniden çizilmiştir).....	55
Şekil 3.5	deprem segmenti boyunca Bolu, Yeniçağa ve Çerkeş-Kurşunlu Havzaları ve civarlarının tektono-stratigrafik kesitleri (Sevin vd. 2002, Herece ve Akay 2003, Bilginer vd. 2002'den yararlanılarak oluşturulmuştur).....	56
Şekil 3.6	Bolu havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM).....	59

Şekil 3.7	Bolu havzasının genel görünümü	60
Şekil 3.8	Yeniçağa havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM).....	62
Şekil 3.9	Yeniçağa havzasının genel görünümü.....	63
Şekil 3.10	Çerkeş-Kurşunlu havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM). 65	
Şekil 3.11	1944 deprem segmenti boyunca çalışma alanlarını gösterir harita	68
Şekil 3.12	Bolu bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesitleri	70
Şekil 3.13	a. Bolu bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Basınç sırtı, c. Dere ötelenmeleri ve basınç sırtının Google Earth görüntüsü.....	71
Şekil 3.14	GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kayma düzleminin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	73
Şekil 3.15	GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kayma düzlemi ve ilişkili kataklastik zonun yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	74
Şekil 3.16	GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) hasar zonu kesiminde yer alan breşlerin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	75
Şekil 3.17	GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklasit ve ultrakataklasitin ince kesit görüntüsü.....	75
Şekil 3.18	GY-2 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonların (çoklu fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	76
Şekil 3.19	GY-2 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği ve hasar zonu) iç yapısının yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	77
Şekil 3.20	GY-5 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	78
Şekil 3.21	GY-5 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kaotik breş ile mozayik breş geçişinin yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	79
Şekil 3.22	GY-3 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	80
Şekil 3.23	GY-4 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	80
Şekil 3.24	Yeniçağa bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.....	82
Şekil 3.25	a. Yeniçağa bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Basınç sırtı ve çöküntü gölü, c. Dere ötelenmesi ve kapama sırtının Google Earth görüntüsü, d. Çöküntü gölü, e. Basınç sırtı.....	83
Şekil 3.26	GY-6 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) kataklastik zonun iç yapısının arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	84
Şekil 3.27	GY-7 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) kataklastik zonun iç yapısının arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	85
Şekil 3.28	GY-7 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) temel kaya litolojilerinin Kuvaterner-Holosen yaşlı çökeller ile ilişkisinin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	86
Şekil 3.29	Hamamlı bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti	88
Şekil 3.30	a. Hamamlı bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çizgisel vadi ve alüvyal yelpazeleri gösteren Google Earth görüntüsü.....	89
Şekil 3.31	GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	90

Şekil 3.32	GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) yakın arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	91
Şekil 3.33	GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kayma düzlemi üzerinde kinematik belirteçlerin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	92
Şekil 3.34	GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) fay çekirdeğinin ince kesit	92
Şekil 3.35	GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) breş oluşumu ve sıvı sirkülasyonunun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	93
Şekil 3.36	GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) temel kaya ile güncel çökeller arasında gelişen fayın arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)	94
Şekil 3.37	GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) Kuvaterner çökellerde gelişen birbirine paralel fayların yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	94
Şekil 3.38	GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) Kuvaterner çökellerde gelişmiş fay düzleminin yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız).....	95
Şekil 3.39	1944 deprem segmenti boyunca GY-1 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Sultanbey) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	100
Şekil 3.40	1944 deprem segmenti boyunca GY-2 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Çaygökpınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	102
Şekil 3.41	1944 deprem segmenti boyunca GY-3 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Yenicepınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	105
Şekil 3.42	1944 deprem segmenti boyunca GY-4 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Yenicepınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	107
Şekil 3.43	1944 deprem segmenti boyunca GY-5 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Bürnük) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	109
Şekil 3.44	1944 deprem segmenti boyunca GY-6 gözlem alanına (Yeniçağa bölgesi-Batı kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	112
Şekil 3.45	1944 deprem segmenti boyunca GY-7 gözlem alanına (Yeniçağa bölgesi-Doğu kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	114
Şekil 3.46	1944 deprem segmenti boyunca GY-8 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Batı kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	117
Şekil 3.47	1944 deprem segmenti boyunca GY-9 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Orta kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	119
Şekil 3.48	1944 deprem segmenti boyunca GY-10 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Doğu kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	121
Şekil 3.49	1944 deprem segmenti boyunca gözlem yerleri kayma düzlemlerinden elde edilen fay düzlemi çözümlerinin 1944 depremi odak mekanizması çözümünün karşılaştırılması (Ö: Öcal 1966, ER: Ergin vd. 1967, AZ: Ambraseys ve Zatopek 1969, JD: Jackson ve McKenzie 1988, DE: Dewey 1976, AJ: Ambraseys ve Jackson 1998, AK: Ayhan ve Koçyiğit 2010).....	123
Şekil 3.50	1944 deprem segmenti boyunca inceleme alanları kayma analizlerinden elde edilen paleostres konumlarını gösterir harita.....	124
Şekil 4.1	1943 deprem segmentinin KAFZ'deki konumunu gösterir harita.....	125
Şekil 4.2	Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'ye göre 1943 deprem segmentinin fay ve kopma segmenti olarak ayırdımını gösterir şematik harita.....	126
Şekil 4.3	1943 deprem segmenti ve segmentin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA haritalarından sadeleştirilerek yeniden çizilmiştir).....	130

Şekil 4.4	1943 deprem segmenti boyunca Tosya, Kargı, Ladik Havzaları ve civarlarının tektono-stratigrafik kesitleri (Herece ve Akay 2003'den yararlanılarak oluşturulmuştur).....	131
Şekil 4.5	Tosya havzasının Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM).....	133
Şekil 4.6	Kargı havzasının Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM).....	135
Şekil 4.7	Kargı havzasının genel görünümü.....	136
Şekil 4.8	Ladik havzasının Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM).....	137
Şekil 4.9	Ladik havzasının genel görünümü.....	138
Şekil 4.10	1943 deprem segmenti boyunca çalışmaların yapıldığı gözlem yerlerini gösterir harita.....	139
Şekil 4.11	Alıç bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.....	141
Şekil 4.12	a. Alıç bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. ve c. Dere ötelenmelerini gösteren Google Earth görüntüsü.....	142
Şekil 4.13	GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) kayma yüzeyi ve üzerinde gelişen kinematik belirteçlerinden yakın görünüm (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	143
Şekil 4.14	GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	143
Şekil 4.15	GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) dere ötelenmesinin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	144
Şekil 4.16	Özboyu bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.....	145
Şekil 4.17	a. Özboyu bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. ve c. Dere ötelenmelerini gösteren Google Earth görüntüsü.....	146
Şekil 4.18	GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) kayma düzlemi üzerinde belirlenen kinematik belirteçlerin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	147
Şekil 4.19	GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	148
Şekil 4.20	GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) fay çekirdeğinin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	148
Şekil 4.21	Tahtaköprü bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.....	150
Şekil 4.22	a. Tahtaköprü bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çöküntü gölü, c. Dere ötelenmeleri ve alüvyal yelpazenin Google Earth görüntüsü.....	151
Şekil 4.23	GY-3 gözlem alanında (Tahtaköprü bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	152
Şekil 4.24	Arslantaş bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.....	154
Şekil 4.25	a. Arslantaş bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çöküntü gölü, uzamış sırt ve dere ötelenmelerinin Google Earth görüntüsü.....	155
Şekil 4.26	GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) ana fay ve ana fay ile ilişkili fay kollarının arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	156
Şekil 4.27	GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) temel kaya içerisinde gelişen kayma düzleminin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)...	157

Şekil 4.28	GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) rekristalize kireçtaşları ile güncel çökellerde gelişen kataklastik zonun yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	157
Şekil 4.29	1943 deprem segmenti boyunca GY-1 gözlem alanına (Alıç bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	161
Şekil 4.30	1943 deprem segmenti boyunca GY-2 gözlem alanına (Özboyu bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	164
Şekil 4.31	1943 deprem segmenti boyunca GY-3 gözlem alanına (Tahtaköprü bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	166
Şekil 4.32	1943 deprem segmenti boyunca GY-4 gözlem alanına (Arslantaş bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları.....	169
Şekil 4.33	1943 deprem segmenti boyunca gözlem yerleri kayma düzlemlerinden elde edilen fay düzlemi çözümlerinin 1943 depremi odak mekanizması çözümünün karşılaştırılması (Hodgson ve Wickens 1965).....	171
Şekil 4.34	1943 deprem segmenti boyunca inceleme alanları kayma analizlerinden elde edilen ana paleostres konumlarını gösterir harita.....	172
Şekil 5.1	Jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan damarın yakın arazi görünümü	175
Şekil 5.2	Jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan damar örneğinin ince kesit görünümü.....	175
Şekil 5.3	Kayma düzlemi üzerinde jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan sliktolitinin yakın arazi görünümü.....	176
Şekil 5.4	Rb-Sr yaş analizi yapılan fay gaucunun yakın arazi görünümü.....	176
Şekil 5.5	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonatların duraylı izotop değerlerini ($\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$) gösterir diyagram	181
Şekil 5.6	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonatların $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ izotop oranlarını gösteren diyagram.....	184
Şekil 5.7	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonat örneklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş NTE+Y diyagramları (Sun ve McDonough 1989).....	185
Şekil 5.8	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonat örneklerinin U-Th serisi yaşları diyagramı.....	189
Şekil 5.9	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ oranları ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram.....	190
Şekil 5.10	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) değerleri ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram.....	190
Şekil 5.11	1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) değerleri ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram.....	191
Şekil 5.12	KAFZ'de Rb-Sr yaşlandırması için alınan gauç örneklerinin kil bileşimine ait XRD deseni.....	194
Şekil 5.13	Rb-Sr analizi yapılan gauç örneğinin genel arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız).....	195
Şekil 5.14	Rb-Sr analizi yapılan numunelerin izokron eğrisi üzerindeki konumu.....	196
Şekil 5.15	Yaşlandırılan kil minerallerinin (illit) Rb-Sr izokron diyagramı.....	197
Şekil 5.16	Şekil 5.16 Yaşlandırma sonuçlarını gösterir haritalar, a. 1944 deprem segmenti boyunca U-Th serisi yaş sonuçları, b.1943 deprem segmenti boyunca U-Th serisi yaş sonuçları.....	198
Şekil 6.1	Levha tektoniği içerisinde doğrultu atımlı fayların sınıflaması (Woodcock 1986'dan düzenlenmiştir).....	200
Şekil 6.2	Dünyadaki ana doğrultu atımlı fay zonlarının yerlerini gösterir harita.....	201

Şekil 6.3	1944 ve 1943 deprem segmentlerinde yer alan inceleme alanlarındaki fay çekirdeği ve hasar zonu kalınlıklarının karşılaştırılması grafiği.....	209
Şekil 6.4	a. Moment büyüklüğünün yüzey kırığı ile ilişkisi, b. Moment Büyüklüğünün maksimum yer değiştirme ile ilişkisi, c. Maksimum yer değiştirmenin yüzey kırığı uzunluğu ile ilişkisi, d. Moment büyüklüğünün kırık alanı ile ilişkisini gösterir grafikler (Wells ve Coppersmith 1994).....	214
Şekil 6.5	1944 ve 1943 depremlerinde meydana gelen yer değiştirme miktarları...	215
Şekil 6.6	Yerkabuğunda farklı fay zonlarında gelişen kataklastik zonlara ait a. çekirdek ve b. hasar zonu kalınlıklarının yer değiştirme ile ilişkisini gösterir grafikler (Fossen 2010'dan alınmıştır).....	217
Şekil 6.7	Yer kabuğunda farklı fay zonlarında yer değiştirme miktarları ile kataklastik zonlar arasındaki korelasyonu gösterir grafik.....	218
Şekil 6.8	KAFZ'nin a. 1944 deprem segmenti ve b. 1943 deprem segmenti boyunca elde edilen radyometrik yaşlar (pembe renkli kutular) ile kataklastik zonlardan elde edilen göreceli yaşların (beyaz renkli kutular) dağılımını gösterir haritalar.....	224

ÇİZELGELER DİZİNİ

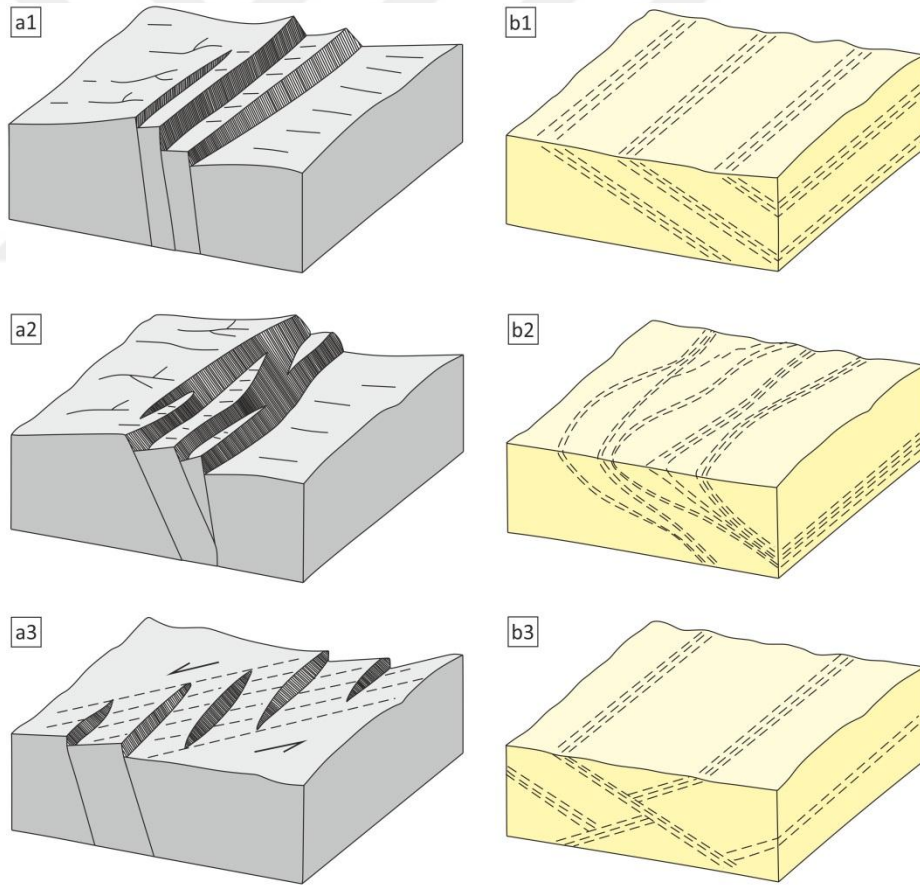
Çizelge 1.1	Fay segment tipleri ve karakteristikleri (McCalpin 1996).....	10
Çizelge 3.1	1944 deprem segmenti boyunca gözlem yerlerinden elde edilen verilerin yapısal analiz tablosu.....	98
Çizelge 4.1	1943 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen verilerin yapısal analiz tablosu.....	159
Çizelge 5.1	Jeokimyasal, U-Th serisi ve Rb-Sr yaşlandırma analizi yapılan örnekler....	177
Çizelge 5.2	1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin duraylı izotop analiz (Oksijen ve Karbon) sonuçları.	180
Çizelge 5.3	1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin duraylı izotop analiz (Stronsiyum - Sr) sonuçları (MD: Mevcut Değil).....	183
Çizelge 5.4	1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin Nadir Toprak Element (ve Yitriyum) sonuçları (ppm).....	186
Çizelge 5.5	1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin U-Th serisi yaşlandırma sonuçları.....	188
Çizelge 5.6	Rb-Sr yaş verisi.....	195
Çizelge 6.1	1944 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen kataklastik zona (fay çekirdeği ve hasar zonu) ait veriler.....	210
Çizelge 6.2	1943 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen kataklastik zona (fay çekirdeği ve hasar zonu) ait veriler.....	212

1. GİRİŞ

Yer kabuğu, deformasyon oluşuklarının gözlemlendiği kompleks yapıda olup kalınlığı boyunca farklı davranışlar gösterir. Makaslama zonları yer kabuğu içerisinde deformasyonun lokalize olduğu alanlardır. Diğer bir ifade ile makaslama zonu terimi kabukta yan kayalara göre oldukça deforme zonu tanımlamak için kullanılmaktadır. Bu zonlar tablamsıdan levhamsıya kadar değişmekte olup düzlemsi veya kavisli geometrilerde olabilir (Davis ve Reynolds 1996, Passchier ve Trouw 1996). Makaslama zonlarını gevrek, gevrek-sünümlü ve sünümlü makaslama zonları olarak ayırmak mümkündür (Ramsay 1980, Davis ve Reynolds 1996). Bunlardan gevrek makaslama zonları (fay zonları) yer kabuğunun sığ kesimlerini, sünümlü makaslama zonları ise kabuğun daha derin ve litosferik manto kesimlerini temsil eder. Makaslama zonları farklı deformasyon mekanizmalarından (katakasma, difüz kütle transferi, kristal içi plastisite) biri veya birkaçı ile temsil olur.

Gevrek deformasyon kabuğun sığ kesimlerini temsil etmekte olup literatürde fay zonları terimi ile adlanır. Fay zonları, çoklu kırıklanma ve faylanma olaylarını kapsar. Bu kırıklanma ve faylanma olayları fay zonlarının paralel, örgülü (dallanmalı) veya kademeli gibi farklı iç özellikte olmasına neden olur (Şekil 1.1). Fay zonlarını oluşturan faylar (ana fay, fay kolları, fay segmentleri) değişen boyutlarda gelişir. Yanal uzunlukları birkaç santimetreden kilometrelerce uzunluklar gösterebilir. Bu kapsamda bir fay zonu yüzlerce veya kilometrelerce uzunluklar gösterebilir. Fayların mostradaki izleri (düşey ve/veya yatay düzlem), düz ve/veya kavisli geometride olabilir. Faylanmayı temsil eden en belirgin özellik yer değiştirmenin görülmesidir. Yer değiştirme miktarları değişken olup jeolojik evrim içerisinde bir kaç milimetreden kilometrelere kadar değişebilir. Yer değiştirme hareketinin meydana geldiği düzlem fay düzlemi ve/veya fay yüzeyi olarak tanımlanır. Bu yüzey parlatılmış özelliğe sahip ise kayma yüzeyi olarak adlandırılır. Kayma yüzeyleri faylanmanın kinematiğine yönelik pek çok yapısal oluşum ve belirteç bulundurur (Hancock ve Barka 1987, Petit 1987, Angelier 1994, Doblas 1998).

Faylar geniş bir yelpaze içinde sınıflandırılmasına karşın fay düzlemi boyunca gerçekleşen göreceli hareket esas alınarak yapılan sınıflama yaygınca benimsenmiştir. Bu sınıflamada faylar (a) Eğim atımlı faylar (normal fay, ters fay), (b) Doğrultu atımlı faylar (sağ yanal, sol yanal) ve (c) Verv (oblik) atımlı faylar olarak üç gruba ayrılır. Eğim atımlı faylar, fay yüzeyi üzerinde bulunan tavan bloğun taban bloğa göre göreceli olarak aşağı yönde hareket etmesi veya yukarı yönde hareket etmesine göre normal fay ve ters fay olarak adlanır. Doğrultu atımlı faylarda ise blokların hareketi fay yüzeyinin doğrultusu boyuncadır; blokların göreceli olarak sağ veya sol yönlü hareketine göre sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak sınıflanır. Verv atımlı faylar ise fay yüzeyi üzerinde bulunan bloğun göreceli olarak hem eğim yönünde hem de doğrultu yönündeki hareketine göre verv normal fay ve verv ters fay olarak ayırdımlanır.



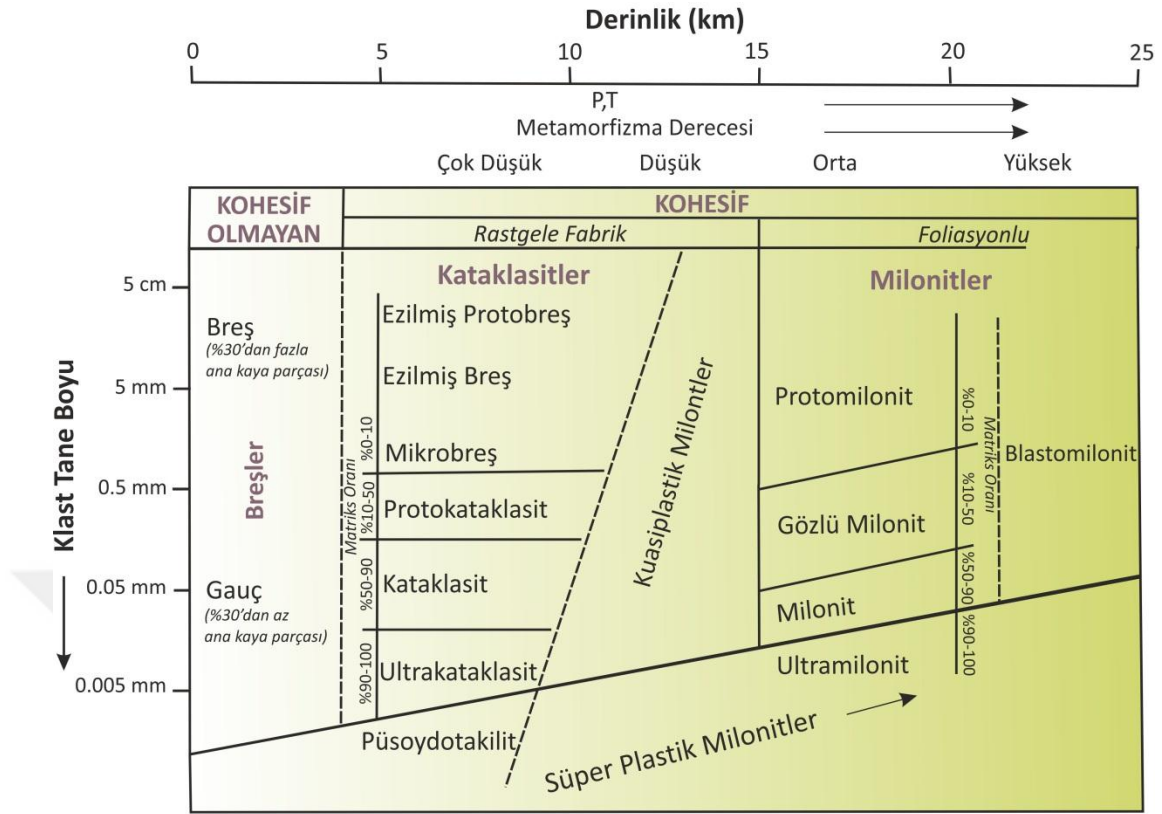
Şekil 1.1.a. Gevrek makaslama zonları (Fay zonları), b. Sünümlü makaslama zonları (Davis ve Reynolds 1996'dan yeniden çizilmiştir)

a1: Paralel faylar, a2: Örgülü faylar, a3: Kademeli faylar, b1: Paralel makaslama zonu, b2: Örgülü makaslama zonu, b3: Eşlenik makaslama zonu

Makaslama zonları boyunca yer kabuğunu oluşturan kayalar deformasyon mekanizmalarına bağlı olarak fay kayalarına dönüşürler (Şekil 1.2). Kalınlıkları oldukça değişken olan fay kayalarına yönelik çeşitli sınıflamalar bulunmaktadır (Sibson 1977, Wise vd. 1984, Passchier ve Trouw 1996, Snoke vd. 1998, Killick 2003, Woodcock ve Mort 2008). Bu sınıflamalar (1) fay kayasında bulunan matriksin miktarına ya da matriks-klast oranlarına göre, (2) fay kayasının tutturulmuş (kohesif) veya tutturulmuş olmayışına (kohesif olmayan) göre ve (3) fay kayasında foliyasyon gelişip gelişmeme özelliğine göre yapılmaktadır.

Sibson (1977) fay kayalarını breş serisi (gevrek makaslama zonları), kataklasit serisi (gevrek makaslama zonları), milonit serisi (sünümlü makaslama zonları) olarak üç ana grupta sınıflandırmıştır (Şekil 1.2). Genel anlamda yerin yaklaşık 10 km derinlikleri gauç, breş ve kataklasit türü kayaların oluşum ortamları iken 10 km'den daha derinlerde ise milonit türü sünümlü fay kayaları gelişir (Şekil 1.3). Fay kayaları makaslama zonlarının karakteri hakkında bilgi sunulması bakımından özel öneme sahiptir (Scholz 2002).

Fay kayalarının sınıflamasında fay breşleri ve gauç genel olarak sınıflamanın kohesif olmayan bölümünde yer alır. Ancak fay breşlerinin kohesif olmaması düşüncesi bazı zorluklara neden olmaktadır. Bu sebeple bazı tektonik breşlerin kohesif olduğu belirtilerek ezilme breşleri olarak ayırtlanmıştır (Sibson 1977). Kohesif breşlerin ayırdımında matriks-çimento oranı göz önünde bulundurulmuştur (Şekil 1.2). Passchier ve Trouw (1996) fay kayalarını gevrek fay kayaları, milonitler ve bantlı gnayslar (striped gneiss) olarak ayırdımlar. Bunlar içerisinde gevrek fay kayalarını kohesif ve kohesif olmayan olarak gruplandırmıştır. Bu çerçevede kohesif olmayan breş, kohesif olmayan kataklasit, kohesif olmayan gauç (fay kili) ile kohesif breş, kohesif kataklasit, pseudotakilit ayırdımı yapılmıştır (Passchier ve Trouw 1996). Woodcock ve Mort (2008)'un fay kayalarına yönelik düzenlemesinde ise breşler sadece klast boyutuna göre sınıflandırılarak kırıklı (crackle) (%75-%100 arası klast içerikli), mozayik (mosaic) (%60-%75 arası klast içerikli) ve kaotik (chaotic) (%30-%60 arası klast içerikli) breş olarak ayrılır.

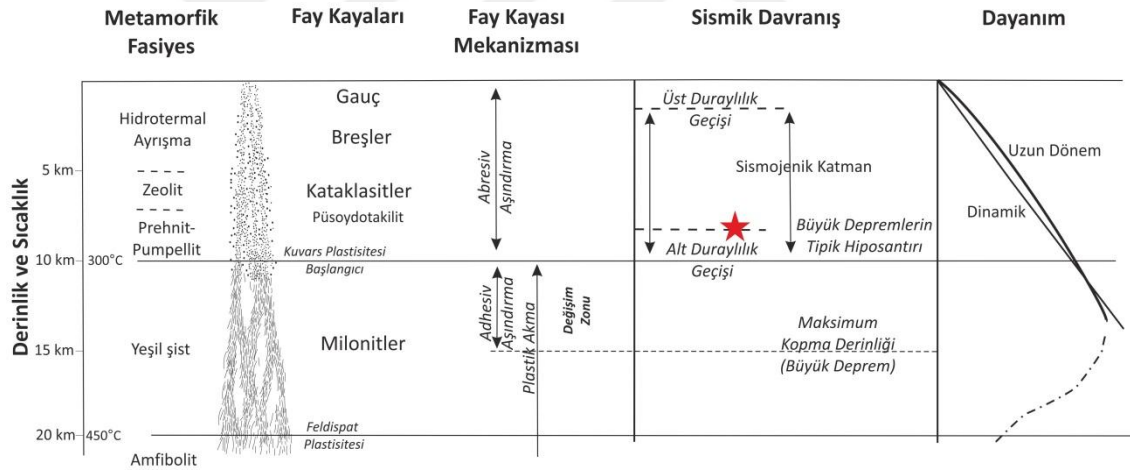


Şekil 1.2 Fay kayaları sınıflaması (Sibson 1977)

Gauç (fay kili), açık renkli çok ince taneli kilimsi fay kayasıdır. Klast oranı oldukça azdır. Tane boyutu 0.1 mm'den küçüktür (Şekil 1.2, 1.3). Gauç, gevşek veya kısmen pekişmiş pudra şeklinde bulunur. Genellikle fay yüzeyi boyunca ve fay çekirdeği içerisinde yer alır. Kalınlıkları milimetreden metrelere kadar değişebilir. Gauç içerisindeki yüksek kil içeriği onun düşük sıcaklık ve düşük basınç koşullarında oluştuğuna işaret etmektedir (Davis ve Reynolds 1996). Deformasyon süreci içerisinde gaucun oluşumu yan kaya mineralojisi, kimyasal bileşim, geçirgenlik, dayanım, stres, sıcaklık ve boşluk sıvısı akış hızı ile ilişkidir (Knipe 1992, Chester vd. 1993, Caine vd. 1996, Evans vd. 1997, Holland vd. 2006).

Kohesif fay kayaları genelde rastgele fabrikli ve foliyasyonlu fay kayaları olarak gruplandırılır. Rastgele fabrikli kohesif fay kayaları kataklastit ve püsoydotakilit ile temsil olur (Şekil 1.2, 1.3). Kataklastitler keskin sınırlarla olmamakla birlikte özellikle 5–10 km derinliklerde, düşük dereceli metamorfizma koşullarında oluşur (Şekil 1.2,

1.3). Bu kayalar ince taneli matriks içerisinde %30'dan daha az klast (parça) içermektedir. Mort ve Woodcock (2008) kataklasiti klast boyutunun 2 mm'den küçük, klast oranının %30'dan daha az olduğu ve matriksinin 0.1 mm'den daha ince tane boyutuna sahip kayalar olarak tanımlar. Kataklasitleri protokataklasit (%10–50 matriks miktarlı), kataklasit (%50–90 matriks miktarlı) ve ultrakataklasit (%90-100 matriks miktarlı) olarak ayırdımlamak mümkündür (Şekil 1.2). Rastgele fabrikli diğer kohesif fay kayası püsoydotakilit ise camsı veya çok ince taneli fay kayasıdır (Davis ve Reynolds 1996). Bu kayalar kahverengi, kızılımsı, gri veya siyah renkli camsı-kriptokristalen özellikte ve damarlımsı geometridedir. Birkaç milimetre kalınlıkta ve sınırlı yanal uzanımlıdır. Kayanın oluşum sıcaklığı 750-1600 °C arasındadır. Kayanın camsı matriksi içerisinde çok az oranda mineral ve/veya yan kaya parçası kapanımları da bulunur. Püsoydotakilitler granit, gnays, gabro ve amfibolit gibi porozitesi düşük kayalarda oluşur.



Şekil 1.3 Gevrek ve sünümlü makaslama zonlarının genel özelliklerini gösterir şematize şekil (Scholz 2002'den yeniden düzenlenerek alınmıştır)

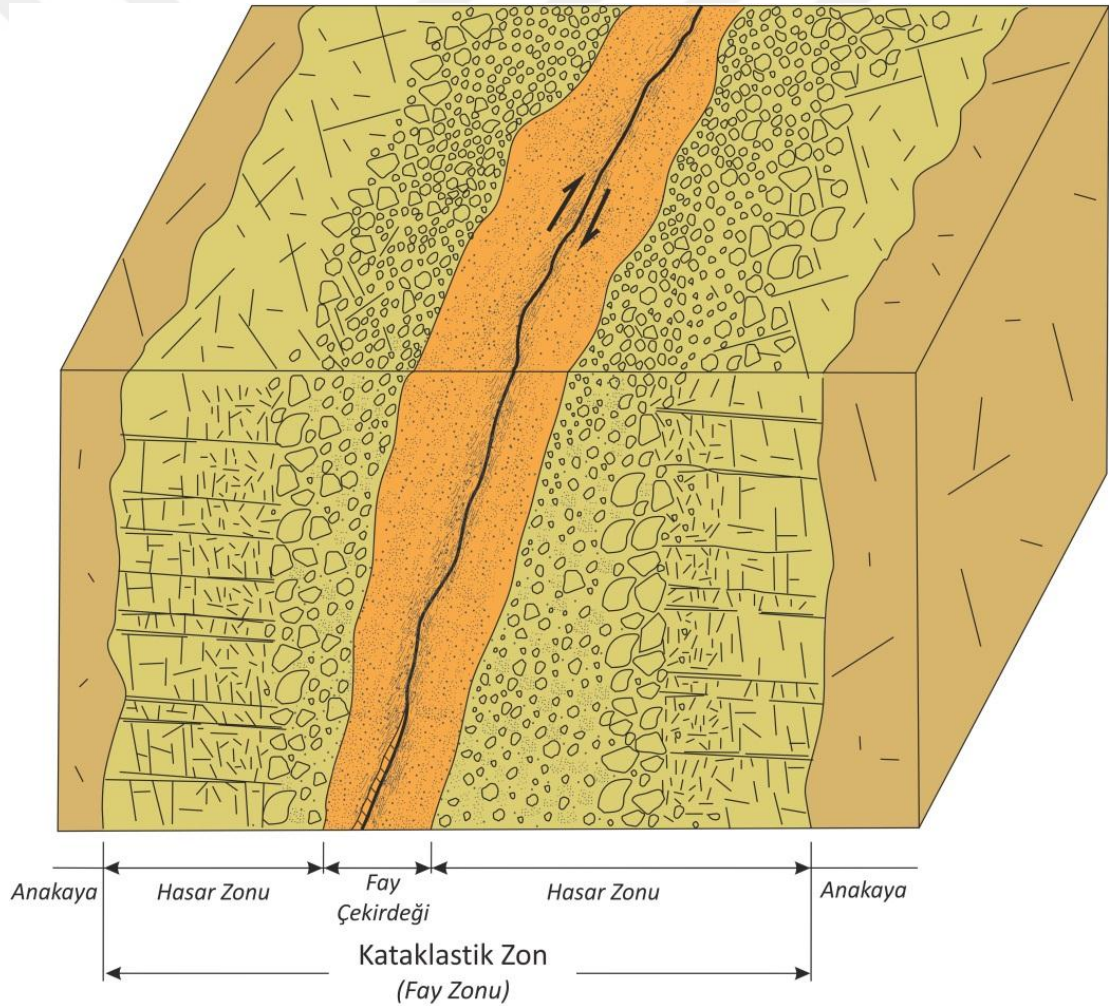
Milonitler, foliyasyonlu ve genelde lineasyonlu kaya olup sünümlü deformasyonu karakterize eder (Şekil 1.2, 1.3). Yalnızca kaya fabriğini belirten yapısal bir terim olup hiç bir şekilde stratigrafik dizilim kayası olarak kullanılamaz. Bu kayaların oluşturduğu zonlar yüzeylemiş “fossil” sünümlü makaslama zonları olarak yorumlanır (Passchier ve Trouw 1996). Milonitlerin arazi görünüşleri tipiktir. Belirgin, olabildiğince düzgün ve düzlemsi foliyasyon ile lineasyon özellikleri karakteristiktir. Çoğu milonitler

porfiroklast içerir. Milonitik kayalarda aynı zamanda oluştuğu düşünülen, birbirleri ile farklı açısall ilişkili iki hatta üç foliyasyon görülebilir. Kıvrımlanma olağandır. Milonitler, deformasyonun meydana geldiği yerdeki metamorfizma derecesine, geliştikleri yerdeki litoloji tipine ya da mineralojisine göre sınıflandırılır. Milonitlerin yaygın kullanılan sınıflaması ise matriks miktarına göre yapılan sınıflamadır. Kaya %10-50 oranında matrikse sahipse protomilonit, %50-90 oranında matrikse sahipse milonit (veya mezomilonit) ve %90'dan fazla matrikse sahipse ultramilonit olarak adlanır (Şekil 1.2).

Haritada çizgisellik olarak gösterilen fay üç boyutlu sistem olup geometrik ve kinematik ilişkili yapısal bileşen ağına sahiptir. Fayların bu yapısal bileşen ağı fay zonu olarak tanımlanmakta ve bu zon iki bölümden oluşmaktadır. Bunlar fay çekirdeği ve hasar zonudur (Chester vd. 1993, Caine vd. 1996, Billi 2005). Bu iki kesim birbirlerinden ve ana kayadan belirgin özellikleri ile ayrılır (Chester ve Logan 1986, Bruhn vd. 1994, Caine vd. 1996, Billi 2005, Berg ve Skar 2005, Molli vd. 2009, Mitchell ve Faulkner 2009, Faulkner vd. 2010). Bu çalışmada fay zonu terimi anlam karmaşasına sebebiyet vereceğinden fay çekirdeği ve hasar zonunun oluşturduğu kavramsal zon “kataklastik zon” olarak tanımlanmıştır (Çağlayan 2010, Işık vd. 2014a), (Şekil 1.4).

Fay çekirdeği, deformasyon şiddetinin ve yer değiştirme miktarının en fazla olduğu kesimdir. Kataklastik zonun yüksek streyn özellikli bu kesimi düşük geçirgenlik ve kırılma oranı ile hasar zonu ve ana kayadan ayrılmaktadır (Caine vd. 1996, Mitchell ve Faulkner 2009). Fay çekirdeği boyunca streyn dağılımı homojen ya da heterojen dağılım gösterebilir. Fay çekirdeğinin kalınlığı ana fay zonlarında genellikle birkaç santimetreden birkaç on metreye ulaşabilmektedir (Gudmundsson vd. 2009). Çekirdek kesimi fay düzlemi boyunca gauç ve kataklasit türü kaya oluşumlarını barındırırken yersel veya kalıntı olarak breş oluşumlarını da içerir. Kataklastik zonlarda tek fay çekirdek gelişimi olabileceği gibi çoklu çekirdek gelişimi de meydana gelebilir. Tek fay çekirdeğininin geliştiği faylarda fay çekirdeğinin genişliği 0.5 m'ye ulaşabilirken çoklu fay çekirdeği oluşum sürecinde bu genişlik bir kaç metreden bir kaç 10 m kadar değişim sunabilmektedir.

Kataklastik zonların hasar zone kesimi fay çekirdeğini saran yüksek kırılanma zone olarak tanımlanır (Caine vd. 1996). Bu kesim faylanma olayının ilk başlangıç sürecidir. Hasar zone bölgeleri değişen boyutsal ölçeklerde ikincil faylar ve kırılanmalar içerir. Açılma çatlakları damar oluşumları, stilolit, klivaj ve kıvrım gelişimleri olağandır (Wu ve Groshong 1991, Bruhn vd. 1994). Alterasyon oluşumu zonun yaygın özellikleri arasındadır (Schultz ve Evans 1998). Bu kesimde breş yaygın fay kayasıdır. Kırıklar ve ikincil faylar hasar zonunun fay çekirdeğine göre daha geçirgen olmasını sağlar. Bu kesimin gözenekli ve özellikle geçirgen karakterde olması sıvı sirkülasyonu açısından ve daha da önemlisi sıvı birikim alanı olmasına olanak sağlamaktadır (Wibberley vd. 2008).



Şekil 1.4 Kataklastik zonun hasar zone ve çekirdek kesimlerini temsil eden şematize model

Hasar zonunun fay çekirdeği ile olan dokanağı nisbeten keskin olmasına karşın zonun ana kaya ile olan dokanağı çoğu zaman geçişlidir. Hasar zonlarında farklı yapıların gelişimi fayın yayılımı ve büyümesi (McGrath ve Davison 1995, Vermilye ve Scholz 1998, 1999, Kim vd. 2000, 2001a,b, 2003), sıvı akışı (Sibson 1977, Martel ve Boger 1998) ve depremin başlangıç ve bitişi (Sibson 1985, King 1986, Aki 1989, Thatcher ve Bonilla 1989) hakkında bilgi verir.

Tektonizmaya bağlı oluşan fayların ve aralarındaki farklılıkların ortaya konulması önemlidir. Üretecekleri deprem potansiyelleri bakımından fayları, aktif (diri) ve aktif olmayan (pasif) faylar olarak iki gruba ayırmak olasıdır. Geçmişte deprem üretmiş ve günümüzde sismotektonik özelliği olan faylar aktif fay olarak adlandırılır. Aktif fay tanımı ülkeden ülkeye değişiklikler sunmakla birlikte zaman sınırlamaları Kuvaterner dönemi içerisinde 11.000 yıl, 35.000 yıl, 500.000 yıl ve 1.6 milyon yıla kadar genişletilebilmektedir. Zaman aralığının geniş tutulduğu tanımlamalarda aktif fay, aktif kapasiteli fay ve potansiyel aktif fay ayırdımları da yapılmaktadır (Bonilla 1982, McCalpin 1996, Keller ve Pinter 1996, Hart ve Bryant 1997, Yeats vd. 1997).

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA)'nce Emre vd. tarafından 2011-2013 yılları arasında farklı ölçeklerde hazırlanan Diri Fay Haritası Serilerinde jeokronolojik bir ölçüt referans alınarak diri faylar deprem yüzey kırığı, Holosen fayı, Kuvaterner fayı ve olası Kuvaterner fayı veya çizgisellik olarak dört alt sınıfa ayrılmıştır. Deprem yüzey kırığı 1900'lü yıllardan günümüze kadar olan süreçte yüzey faylanması ile sonuçlanan büyüklükte deprem üretmiş faylardır. Holosen fayı tanımlaması ise Holosen döneminde (~11.000 yıl) yüzey faylanması oluşturacak deprem üretmiş faylardır. Holosen fayların aktivitesi ve deprem potansiyellerine yönelik veriler kesin veya kesine yakındır.

Kuvaterner fayı Kuvaterner döneminde (~1.600.000 yıl) yüzey faylanması ile sonuçlanan büyüklükte deprem üretmiş, ancak Holosen aktivitesi kuşkulu fay olarak tanımlanmaktadır. Bu faylar, Holosen döneminde yüzey faylanması ile sonuçlanan deprem üretip üretmedikleri hakkında yeterli jeolojik-jeomorfolojik veri toplanamayan faylardır. Olası Kuvaterner fayı veya çizgisellik ise Kuvaterner aktivitesi kuşkulu fayı veya güncel topoğrafyada belirgin çizgiselliği tanımlamaktadır. Bu faylar güncel

jeomorfolojiyi kontrol eden ancak Kuvaterner döneminde aktif olmadıkları kesin olarak kanıtlanamamış faylardır.

Aktif fay zonu çalışmalarında segment terimi özel bir öneme sahiptir. Bir fayın belli bir kesiminin ya da tüm kesiminin yüzey kırığı oluşturan bir depremle ya da çok sayıda depremle aktif hale gelme olayı fay segmenti olarak tanımlanır (McCalpin 1996). Sismik segment ise aletsel dönem içerisinde depremin büyüklüğüne bağlı olarak fayın bir bölümünü, fayın tamamını veya fay zonu içerisindeki aktif fayları ve/veya fay kollarını temsil eder.

Segment kavramı içerisinde tanımlanan diğer bir kavram ise deprem segmentidir. Deprem segmenti, deprem kırılma segmenti veya kopma segmenti tanımlamaları olarak da kullanılmaktadır. Deprem segmenti, kayıt altına alınmış tarihsel yüzey kırıklarını ve/veya tarih öncesi çoklu kırılanmaları temsil etmektedir (McCalpin 1996). Yapısal segment ise bir fay/fay zonunun yapısal değişimlerle (bükülme, kollara ayrılma, sağa-sola sıçrama) sınırlanan bölümüdür. Aynı zamanda kesişen iki fayın kesişme noktası dışında kalan parçaları da yapısal segment olarak tanımlanabilmektedir. Çizelge 1.1’de McCalpin (1996) tarafından hazırlanan fay segmentlerinin ayırdımı verilmektedir. Araştırmacı segment tiplerini deprem, davranışsal, yapısal, jeolojik ve geometrik olarak ayırmış olup fay segmentlerinin deprem segmenti olma ihtimalini oransal olarakta belirtmiştir.

Çizelge 1.1 Fay segment tipleri ve karakteristikleri (McCalpin 1996).

Segment Tipi	Segmenti Tanımlamak İçin Kullanılan Özellikler	Deprem Segmenti Olma İhtimali
Deprem	Tarihsel kırık sınırı	Tanımlamayla, %100
Davranışsal	1. Çoklu ve iyi yaşlandırılmış eski depremler tarafından belirlenmiş tarih öncesi kırık sınırları 2. Kayma oranları, tekrarlama aralığı, yer değiştirmenin anlamı, krike karşı sıkışma/kilitlenme davranışı, fay karmaşıklığındaki değişimler ile segmentin sınırlanması	Yüksek Orta Dereceli (%26)
Yapısal	Fay kolları veya başka faylarla kesişme, kıvrımlar	Yüksek-Orta Dereceli (%31)
Jeolojik	1. Kuvaterner havzalar veya volkanik alanlar tarafından sınırlanma 2. Tek temel veya reolojik olarak sınırlandırılmış bölge 3. Jeofiziksel anomaliler ile sınırlanma 4. Jeomorfolojik belirteçler	Değişken (%39)
Geometrik	Fayın yönelimi, basamaklı sıçrama, seperasyon	Düşük-Orta (%18)

1.1 Tezin Amacı

Fay zonlarının geometrik, mekanik ve bileşimsel özelliklerinin ortaya konulması son yıllarda oldukça önem kazanmıştır. Türkiye, neotektonik dönem etkilerinin ve buna bağlı oluşumların görüldüğü önemli bölgelerden biri olması yanında, yüzeylemiş pasif faylar ile aktif (diri) fayların ve bunlara bağlı paleosismik olayların anlaşılmasında doğal laboratuvar bölgesidir. Bu laboratuvar alanlarından biri de Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) dur. Bu teze konu olan KAFZ boyunca kayma yüzeylemelerinin geometrisi, fay kayalarının (breş, kataklasit, gauç) yayılımı, çatlak, damar gibi yapıların analizi ile

faylanmaya bağlı sin-tektonik minerallerin radyometrik metodlar ile yaşlandırılması önem arz etmektedir.

Tez çalışmasının temel amacı Kuzey Anadolu Fay Zonunda 1944 ve 1943 deprem segmentleri olarak ayırdımlanan bölümlerin anatomisini belirlemek, doğrultu atımlı faylanma sisteminin anlaşılmasına katkı koymaktır.

Bu ereve 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca faylanmanın en iyi görüldüğü alanlarda (1) kataklastik zonların yapısal analizlerini yapmak, (2) deformasyon mekanizmalarını ve faylanmaya bağlı oluşukları ortaya koymak, (3) faylanma olayını yaşlandırmak, (4) paleo-sismisite neticesinde dolaşım yapmış sıvıların kökenini ve evrimini belirlemek ve (5) elde edilen veriler ışığında çalışma bölgesinin neotektonik tarihçesinin açıklanmasına katkı sağlamak tezin amaçları arasındadır.

1.2 Metod

Tez alışması, KAFZ gibi ulusal ve uluslararası yerbilim literatüründe tartışma konusu olan aktif fay zonunda gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın hedefine ulaşabilmesi için tez çalışması kapsamında temel jeoloji, yapısal analiz, uzaktan algılama ve jeokimyasal değerlendirme ile izotopik yaşlandırma metodları kullanılmıştır. Bu metodlar büro, arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere üç bölüm içerisinde ele alınmıştır.

Büro alışması, literatürün derlenmesi, uzaktan algılama çalışmaları ve elde edilen verilerin işlenmesini kapsar. Bu ereve nceleme alanlarındaki aktif/pasif fayların tespitinde bölgenin uydu görüntülerinden (rn., Google Earth, SRTM, DEM-30 m) yararlanılarak arazi çalışması öncesi morfo-tektonik yapıların belirlenmesi ile bazı litolojilerin ayırdımı yapılmıştır.

Yapısal verilerin proses edilmesi sürecinde Wintensor v. 5.0.2: Delvaux ve Sperner 2003, Faultkinwin v.7.4.1: Allmendinger 2015 ve StereoWin 9.2.3: Allmendinger 2015 programlarından yararlanılmıştır.

Arazi çalışmaları, 1944 deprem segmenti ile 1943 deprem segmenti boyunca gerçekleştirilmiştir. Segmentler üzerindeki tipik alan seçiminde iki özellik esas alınmıştır. Bunlar; (1) Yapının jeolojik ve jeomorfolojik açıdan en iyi görüldüğü yer olması ve (2) İzotopik değerlendirme ve radyometrik yaşlandırmaya yönelik uygun litoloji ve oluşuğa sahip olmasıdır.

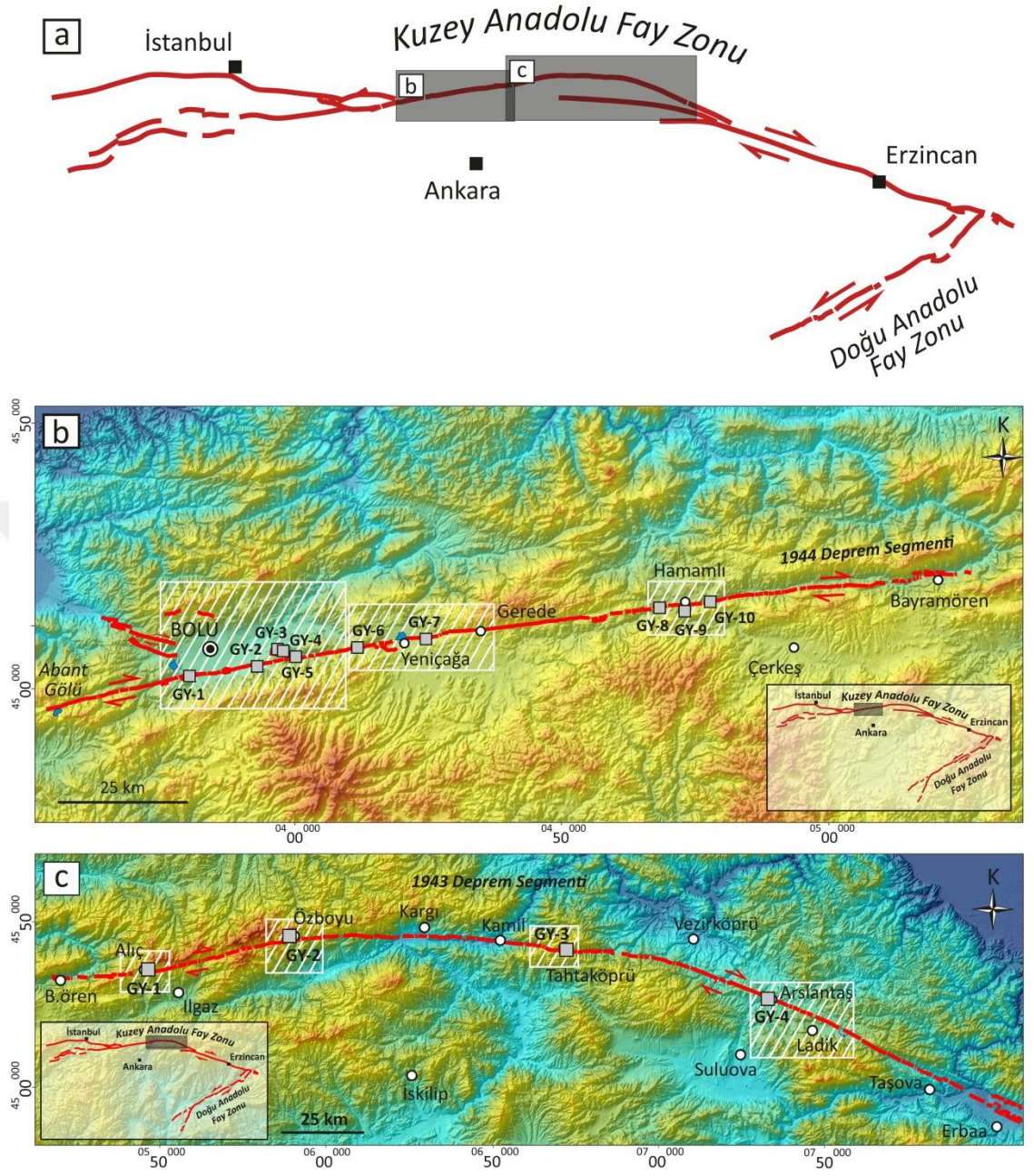
Çalışma alanı seçilen bölgelerde litolojiler ve fay izleri yeniden haritalanmıştır. Fayların tanımsal özelliklerine yönelik mezoskopik ve makroskobik veriler kayıt altına alınmış, fay yüzeylerinde ve fay kayalarında mezoskopik kinematik belirteçler tanımlanmıştır. Faylanma boyunca gelişen kataklastik zonlar (çekirdek ve hasar zonu) ayırdımlanarak özellikleri ortaya konulmuştur. Çalışmalarda mostra bazında gözlemlerin ve ölçümlerin dışında mikroskobik incelemeler ve yaşlandırma metotlarını uygulamak için yönlü ve yönsüz numune alımları gerçekleştirilmiştir.

Laboratuvar çalışmaları, ince kesitlerden petrografik ve mikrotektonik çalışmalar gerçekleştirilmiş olup uygun numunelerden radyometrik ve jeokimyasal analizler yaptırılmıştır.

Bu analizler için alınan karbonat oluşumlarında (örn. kayma yüzeyi, damar) U-Th serisi yaşlandırması, O, C, Sr gibi duraylı ve radyojenik izotop ile nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir. Numunelerin analizi Avustralya'daki Queensland Üniversitesi laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Aynı laboratuvarlarda izotopik yaşlandırma için fay kayalarında oluşan illit mineralinin Rb-Sr analizleri gerçekleştirilerek faylanmanın yaşı belirlenmeye çalışılmıştır.

1.3 İnceleme Alanları ve Tezin Çerçevesi

Tez çalışması kapsamında 1944 deprem segmenti boyunca 3 alanda, 1943 deprem segmenti boyunca ise 4 alanda haritalama çalışması yapılmıştır. Bu harita alanları içerisinde sırasıyla 10 ve 4 gözlem yeri olmak üzere toplam 14 gözlem yerinde çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Şekil 1.5).



Şekil 1.5.a. Kuzey Anadolu Fay Zonunun uzanımını gösterir şematize harita, b. ve c. sayısal yükseklik modeli üzerinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun 1944 ve 1943 deprem segmentleri

Beyaz çerçeve ile belirtilen kesimler çalışma alanlarını temsil etmektedir

Doktora tez çalışması yedi bölümde organize edilmiştir. Buna göre;

Birinci Bölüm, tezin giriş bölümü olup bu bölümde tezin amacı, çalışma yöntemi belirtilmiş ve inceleme alanları tanıtılmıştır. Giriş bölümünde özellikle tezin ana omurgasını oluşturan terminolojilere ilgili kaynaklar ile açıklık getirilmiştir.

İkinci Bölümde, Türkiye'nin tektoniğine kısa giriş yapılmış ve KAFZ literatür eşliğinde tanıtılmıştır. Ayrıca, "Öncel Çalışmalar" başlığı altında zon boyunca yapılmış ve literatürde yer alan çalışmalara değinilmiştir.

Üçüncü ve Dördüncü Bölümler, teze konu olan 1944 ve 1943 deprem segmentlerinin jeolojik bulgular ile ortaya konulduğu bölümlerdir. Bu kapsamda batıda Abant Gölü (Bolu) doğuda Bayramören (Çankırı) arasında 1944 deprem segmenti olarak tanımlanan hat boyunca seçilen Bolu (Sultanbey, Çayören, Bürnük, Yenicepınar), Yeniçağa (Bolu), Hamamlı (Eskipazar-Karabük) inceleme alanlarında jeolojik, jeomorfolojik gözlemler ile yapısal analiz (tanımsal, kinematik, dinamik) bulguları ve yorumları sunulmuştur. Benzer kapsamda Bayramören (Çankırı)-Erbaa (Tokat) arasında Alıç (İlgaz-Çankırı), Özboyu (Tosya-Kastamonu), Tahtaköprü (Vezirköprü-Samsun) ve Arslantaş (Havza-Samsun) bölgelerindeki bulgularda 1943 deprem segmenti başlığı altında verilmiştir.

Beşinci Bölüm, jeokimyasal değerlendirme ve yaşlandırma çalışmalarını kapsamaktadır. 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca alınan karbonat ve fay kayası örneklerinin jeokimyasal ve jeokronolojik çalışma sonuçları verilmiştir.

Altıncı Bölüm, tezin tartışma bölümüdür. Bu bölümde Dünyadaki bazı aktif fay zonları tanıtılmış ve tez içeriği çerçevesinde bu fay zonlarının KAFZ ile karşılaştırılması yapılmıştır.

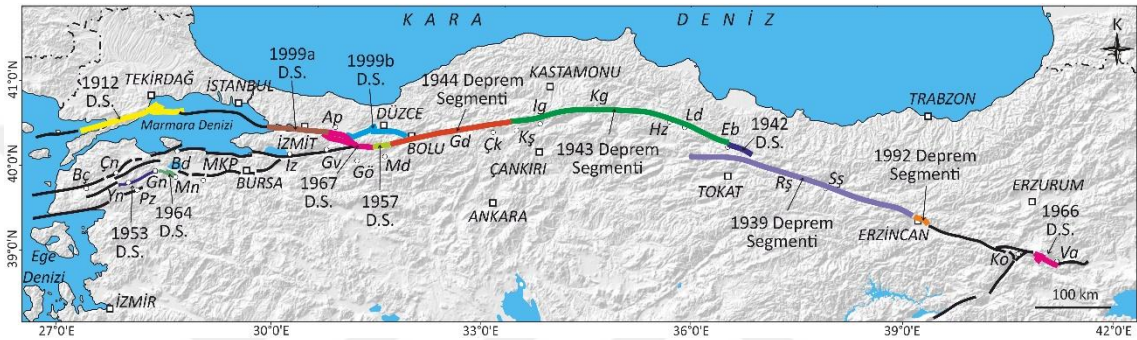
Yedinci Bölümde, tez çalışması ile elde edilen bulgular özetlenerek sunulmuştur.

2. KUZEY ANADOLU FAY ZONU

2.1 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tanımlanması

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), belirgin morfolojik özellikleri ve süre gelen sismik aktivitesi ile dünyadaki en önemli fay zonlarından biridir. Sağ yanal doğrultu atım karakterli zonun, batıda Saros körfezi doğuda Karlıova arasındaki uzunluğu belirgin olarak takip edilebilmektedir. Zon boyunca tarihsel ve aletsel dönem içerisinde çok sayıda yıkıcı depremler meydana gelmiştir. Gelişen depremlerin nasıl tanımlanacağı ve nasıl sınıflanacağı öne çıkan problemler arasındadır. Literatürde farklı uzunluklarda tanımlanan KAFZ boyunca 1912-1999 yılları arasında meydana gelen $M \geq 7$ dokuz depremin kırık uzunlukları göz önüne alındığında toplam kırık uzunluğunun yaklaşık 1200 km olduğu kabul edilmektedir. Ancak zonun Karlıova'dan güneydoğuya uzanımı ve aktivitesi bilinmemektedir (Ambraseys ve Zatopek 1968, Wallace 1968, Işık vd. 2014b). Yine zonun batı kesiminde saçılımı fay kolları geometrisi oluşturduğu farklı çalışmalar ile irdelenmiştir. Levha geometrisi çerçevesinde KAFZ'yi temsil eden fay kolunu/kollarını Ege Denizinden Yunanistan ana karasına ve Ege yayına (Hellenik yayına) kadar uzatılan yaklaşık 2000 km uzunluklu bir zon olarak tanımlamak olasıdır (Şekil 2.1). KAFZ Türkiye sınırları içerisinde doğuda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile kesiştiği Karlıova ilçesi ile hatta daha doğudaki Varto İlçesinden batıya doğru Erzincan, Suşehri, Reşadiye, Erbaa, Havza, Ladik, Kargı, Ilgaz, Kurşunlu ve Çerkeş kuzeyi, İsmetpaşa, Gerede, Bolu güneyi ve Abant Gölünden geçerek Mudurnu'ya kadar kuzeye kavisli bir yay geometrisi oluşturur (Şekil 2.2). Mudurnu civarında zon iki ana kola ayrılarak 1999 Düzce depremini oluşturan fayla (Düzce Fayı) birlikte Sapanca Gölü, İzmit Körfezi, Marmara Denizi içinden geçerek literatürde Ganos fayı olarak tanımlanan fay boyunca Saros Körfezine ulaşır. Jeodezik çalışmalar kuzey kol olarak adlandırılan bu kol üzerindeki sağ yanal hareketin güney koldan daha fazla olduğunu ortaya koyar (Straub 1996). GPS verileri geniş bir aralık oluştursa da kuzey kolun güney koldan daha fazla kayma hızı gösterdiği yönündedir (Meade vd. 2002). Straub vd. (1997)'ne göre kolun Marmara Denizi'ndeki ortalama kayma hızı 22 ± 3 mm/yıl dır.

Anadolu Fay Zonu (Barka 1984, Toprak 1988, Koçyiğit 1988, Barka ve Gülen 1989, Bozkurt 2001, Işık vd. 2016), Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (Şengör vd. 2004) ve Kuzey Anadolu Fay Sistemidir (Ayhan ve Koçyiğit 2010). Bu adlamalar çalışmacıların zonlu değerlendirme kriterlerine göre değişmektedir. Bu tez çalışmasında Anadolu (mikro) levhasının gelişimini kontrol eden ve Holosen fay aktivitesini de içerisine alan paralel, yarı paralel ve verrev pek çok fayı temsil eden fay zonunun “Kuzey Anadolu Fay Zonu” olarak kullanılması gerektiği benimsenmiştir.



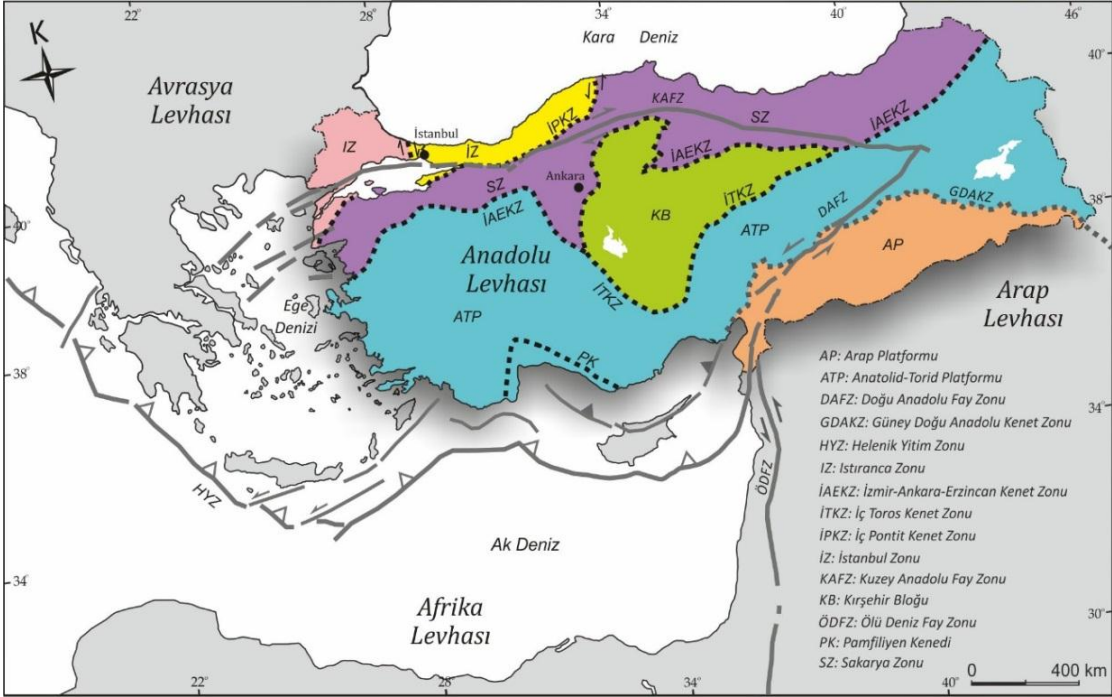
Şekil 2.2 Türkiye sınırları içerisinde KAFZ’nin yüzey kırığı oluşturan depremleri ve deprem segmentlerini gösteren harita

Kısaltmalar: Ap: Adapazarı, Bd: Bandırma, Bç: Bayramiç, Cn: Çan, Çk: Çerkeş, Eb: Erbaa, Gd: Gerede, Gn: Gönen, Gö:Göynük, Gv: Geyve, Hz: Havza, Ig: Ilgaz, İz: İzmit, Mn: Manyas, MKP: Mustafa Kemal Paşa, Md: Mudurnu, Kş: Kurşunlu, Kg: Kargı, Ko: Karlıova, Ld: Ladik, Pz: Pazarköy, Rş: Reşadiye, Sş: Süşehri, Yn:Yenice, Va: Varto

2.2 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Levha Tektoniği İçerisindeki Yeri

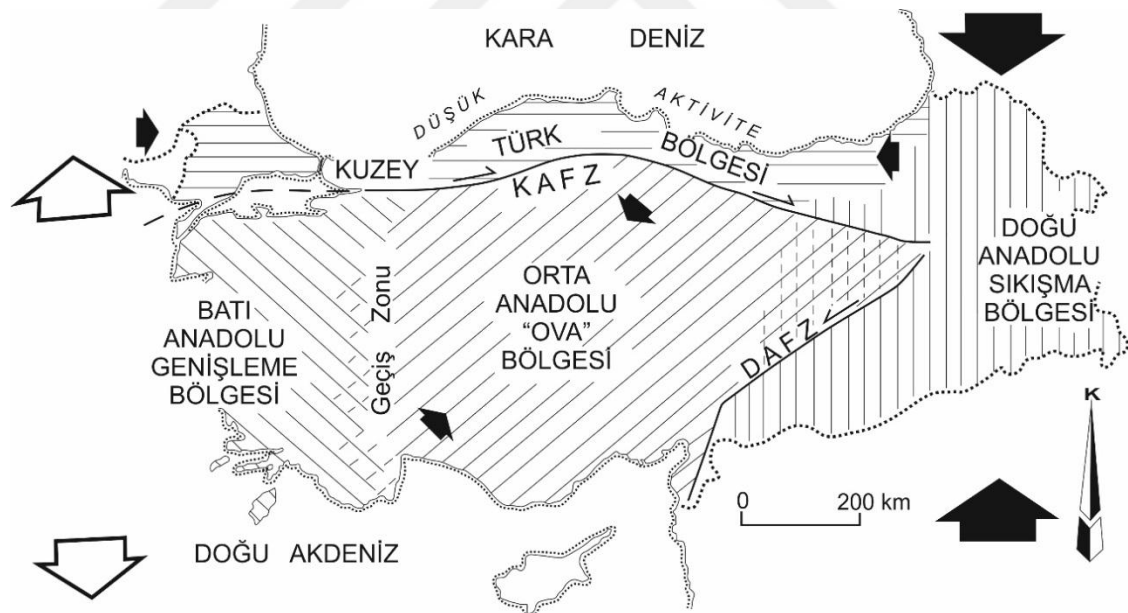
Modern jeoloji içerisinde Türkiye tektoniği Tetis kavramı üzerine kuruludur (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör 1989). Suess (1901)’e göre Alp-Himalaya kuşağının anası Tetis Okyanusudur. Özellikle 1900’lü yılların üçüncü çeyreğinden itibaren Lavrasya ve Gondvana kıtaları arasında yer almış Tetis Okyanusunu anlamaya yönelik çalışmalarda, okyanusun düşünülen aksine Mesozoyik dönemde egemen olduğu belirlenmiştir. Arazi çalışmaları Alp-Himalaya orojeninin iki farklı Tetis Okyanusu ile ilişkilendirileceğini ortaya koymuştur (Stöcklin 1984, Şengör vd. 1985, 1989, Stampfli vd. 1991, Stampfli 2000, Moix vd. 2008). Birbirleri ile kökensel ilişkisi olan Tetis Okyanuslarından daha yaşlı olan Paleotetis ve genç olan ise Neotetis olarak adlanır.

tanımlanır. Bu kenet alanlarının sınırladığı kıtasal birimler ise kuzeyden güneye doğru Istranca Zonu, İstanbul Zonu, Kırşehir Bloğu, Sakarya Zonu, Menderes-Torosl Platformu ve Arap Platformu olarak adlandırılır (Okay ve Tüysüz 1999), (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Doğu Akdenizin levha geometrisi ve Türkiye'nin paleotektonik alanları ve neotektonik yapılarını gösterir harita (Okay ve Tüysüz 1999, Işık vd. 2014a'dan yeniden çizilmiştir)

Şengör (1979) ve Şengör vd. (1985) Türkiye'nin neotektoniğini birbirlerinden farklı tektonik rejimler ile karakterize olan bölgelere ayırmıştır (Şekil 2.5). Bu bölgeler (1) Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, (2) Kuzey Türk bölgesi, (3) Orta Anadolu Ova bölgesi ve (4) Batı Anadolu Genişlemeli Bölgesidir. Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, K-G yönlü sıkışmanın etkilediği tektonik rejim ile temsil olur. Bölgede bu çerçevede yaygın kıvrımlanmalar, ters ve bindirme fayları ile doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Kuzey Türk bölgesi, nisbeten zayıf tektonizma özellikleri ile temsil olmaktadır. D-B yöneliminde kısalma ile Türkiye'nin bu kesimi özellikle bindirme bileşenli doğrultu atımlı faylara ev sahipliği yapar.



Oransal bir boyutu olan siyah oklar kısalma yönlerini gösterirken beyaz oklar genişleme yönlerini göstermektedir

20

Anadolu genişleme bölgesi yaklaşık K-G genişleme rejimi etkisi altındaki bölgede genellikle D-B uzanımlı havza gelişimi ile karakteristiktir. Şengör vd. (1985)'ne göre Orta Anadolu ova bölgesi ile Batı Anadolu genişleme bölgesi birbirlerinden bir geçiş zonu ile ayrılır (Şekil 2.5).

Şengör vd. (2004)'e göre tüm bu neotektonik bölgeler KAFZ, DAFZ, Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Ege-Kıbrıs yayı ve Güney Doğu Anadolu Bindirmesi ile kontrol edilmektedir.

2.3 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Yaşı, Toplam Atımı, Kayma Oranı ve Segmentleri

KAFZ boyunca sağ yanal hareketin nedeni ve yaşı tartışmalıdır. Bu konuda çok farklı görüşler yer almaktadır. Bunlar;

1) Sağ yanal hareket Orta Miyosen'de Arap ve Avrasya levhalarının çarpışmaları ile başlar ve bu hareket, doğu Türkiye'deki çarpışma zonundan batıya doğru Anadolu bloğunun hareketinin bir sonucudur (McKenzie 1970, Seymen 1975, Ketin 1976, Şengör ve Canitez 1982, Dewey vd. 1986).

2) KAFZ'nin gelişimi Geç Miyosen veya Pliyosen'de başlamıştır (Tokay 1973, Toprak 1988, Barka ve Kandisky-Cade 1988, Barka ve Gülen 1989, Koçyiğit 1989, Bozkurt ve Koçyiğit 1995, Yaltırak 1996, Barka vd. 2000).

3) KAFZ doğu kesimde Geç Miyosen'de başlayıp batı yönde ilerleme ile Pliyosen'de aşamalı şekilde Marmara denizine ulaşmıştır (Şengör 1979, Barka 1992, Yaltırak vd. 2000).

4) Oluşum yaşı doğu kesimde Geç Miyosen (16 My) veya daha yaşlı, batıda ise Erken Pliyosen' den (3 My) daha gençtir (Gautier vd. 1999).

5) KAFZ Erken Miyosen-Pliyosen sürecinde batıdan başlayıp doğuya doğru hareket etmiştir (Chorowichz vd. 1999).

6) KAFZ'ye doğuda Serravaliyen (13-11 My) döneminde oluşmaya başlamış batıda Marmara denizine ise ancak 200.000 yıl önce ulaşmıştır (Şengör vd. 2004).

7) Bunların dışında KAFZ'nin yaşını Oligosen hatta en Geç Paleosene (57-26 My) kadar indiren çalışmalarda literatürde yer almaktadır (Zattin vd. 2005, Uysal vd. 2006).

KAFZ boyunca gelişen toplam atım değerleri için farklı sonuçlar ortaya konulmuştur. Herece ve Akay (2003) havza geometrileri ve çökelleri, morfolojik yapılar ve volkanitlerin karşılaştırılması ile 7.5 km ile 350-400 km arasında bir atıma dikkat çeker. KAFZ'nin jeolojik özelliklerinden yola çıkılarak yapılan hesaplamalarda ise fay zonu doğu kesiminde 85 ± 5 km, batı kesiminde ise yaklaşık 25 ± 5 km'lik bir toplam atım önerilir (Seymen 1975, Şengör vd. 1985, Barka ve Gülen 1989, Koçyiğit 1990, Barka 1992, Armijo vd. 1999). GPS verilerinden yararlanılarak yapılan tahminlere göre Pliyosen-Günümüz aralığında KAFZ boyunca 75-125 km'lik toplam yanal hareketin olduğu sonucu öngörülmektedir. Bu değer aralığı jeolojik verilerden elde edilen miktarlar (85 ± 5 km) ile uyumlu gözükmemektedir (Seymen 1975, Westaway 1994, Armijo vd. 1999, Barka vd. 2000). Egemen görüş KAFZ boyunca yer değiştirme miktarının doğudan batıya doğru azaldığı yönündedir. Böylesi gelişimin ana faydan Anadolu levhasının içerisine doğru uzanarak ayrılan birçok fay kollarındaki yer değiştirmelerden kaynaklandığı düşünülmektedir (Seymen 1975, Şengör 1979, Barka 1981, 1992, Barka ve Hancock 1984, Şengör vd. 1985, Şaroğlu 1985, 1988, Koçyiğit 1988, 1989, 1990, Toprak 1988, Yaltırak 1996, Piper vd. 1997, Armijo vd. 1999, Barka vd. 2000, Yaltırak vd. 2000).

KAFZ üzerindeki kayma oranları da farklı değerlerle yorumlanmaktadır. Jeolojik veriler ışığında Barka (1992) bu oranı 5-10 mm/yıl olarak öngörür. Westaway (1994) ise bu oranı 17 ± 2 mm/yıl olarak hesaplamıştır. Sismolojik ve jeodezik çalışmalarda KAFZ üzerindeki kayma oranına yaklaşımlarda bulunulmuştur. Taymaz vd. (1991) levha hareketleri ve sismolojik verilere göre kayma oranını 30-40 mm/yıl olarak belirtilir.

Diğer yandan güncel GPS verileri kayma oranlarının 15-25 mm/yıl arasında olduğunu göstermektedir (Oral vd. 1993, Reilinger vd. 1997, McClusky vd. 2000, Reilinger vd. 2006, Ayhan ve Koçyiğit 2010). Akyüz vd. (2012) 1988-2005 yılları arasında sürekli veya geçici GPS istasyonları tarafından sağlanan ölçüm sonuçlarının fay zonunun özellikle batıda Bolu ve doğuda Karlıova (Bingöl) arasında dar bir zon boyunca uzanan ve tek parça bir yapıya sahip kesimi için 24.2 ± 0.2 - 25.8 ± 0.2 mm/yıl jeodezik kayma hızına sahip olduğunu ifade eder. Zonun bu kesimi boyunca gerçekleştirilen jeomorfoloji ve jeokronoloji temelli çalışmalarda ise ortalama kayma hızları 17 mm/yıl ile 21 mm/yıl arasında değişmektedir (Akyüz vd. 2012).

Şengör vd. (2004) KAFZ boyunca gerçekleşen kayma hızı evrimini Tchalenko (1970)'nin modelindeki evrim basamaklarına uygun olarak yorumlamıştır. Buna göre fay boyunca gerçekleşen kayma hızı 6 My öncesine kadar 4.4 mm/yıl olmalıdır. 4.2 milyon yıla gelindiğinde bu oran 9 mm/yıl değerindedir. Araştırmacılara göre 3.4 milyon yıla gelindiğinde ise zon boyunca toplam atımın 31 km'ye ulaştığı yönündedir. Bu dönemde kayma oranı 12 mm/yıl olarak hesaplanır. 2 milyon yıl öncesinde yani yaklaşık Pleyistosen dönemi başlangıcında kayma hızı 14 mm/yıl iken bu oran 800 bin yılda 20 mm/yıl'a ulaşmıştır. Fay zonunun evrimi boyunca kayma hızlarındaki artar orandaki bu değerler güncel GPS verilerinden elde edilen bir kısım kayma hız değerleri ile uyum göstermektedir.

KAFZ pek çok fay segmenti ve fay kolları içermektedir. Fay segmentasyonu bir fayın ya da bir fay zonunun belli bir kesiminin ya da tüm kesiminin yüzey kırığı oluşturan bir deprem ile ya da bir seri depremle aktif hale gelme olayıdır (McCalpin 1996). Buna göre her bir depremin meydana getirdiği kırıklanma bir deprem segmenti sayılırken bazı çalışmacılar yapısal, jeolojik ve davranışsal kriterlere göre de segmentler oluşturmaktadır. KAFZ'nin segmentlere ayırdımında farklı kriterler temel alınmıştır. Bu sebeple zondaki segment tanımlamaları araştırmacılara göre farklılıklar sunabilmektedir.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988) fay zonunun geometrik özelliklerini dikkate alarak KAFZ boyunca 69 “geometrik segment” ayırırken, aynı zonu 6 “deprem segmentine”

ayırır. Barka (1996) 1939 depremi ile oluşan yüzey kırılanmasını temsil eden hattı geometrik özelliklerine göre Erzincan, Mihar-Tümekar, Ortaköy-Suşehri, Kelkit, Ezinepazarı segmentleri olmak üzere 5 segmente ayırmıştır. Araştırmacı 1942 depreminin etkilediği kesimi S1 (Niksar-Bozköy), S2 (Bozköy-Tepekışla), S3 (Tepekışla-Erbaa) segmentleri olarak 3 “geometrik segmente” ve 1943 deprem kırığının geçtiği kesimi net bir tanımlama getirilmemekle birlikte bu kesimi Erbaa-Ladik, Ladik-Havza, Havza-Kamil, Kamil-Kargı, Kargı-Tosya, Tosya-Ilgaz ve Ilgaz-Kurşunlu arası olmak üzere 7 “geometrik segmente” ayırmıştır. 1944 deprem kırığı için ise Bayramören-İsmetpaşa, İsmetpaşa-Gerede, Gerede-Bolu, Bolu-Abant arası olmak üzere 4 “geometrik segment” öngörülür (Barka 1996). 1957 ve 1967 deprem kırıkları Abant Gölü-Arapseki arasında geçişli olarak gösterirken 1957 deprem kırığı tek bir segment olarak ve 1967 deprem kırığı ise Arapseki-Kanlıçay ve Kanlıçay-Sapanca Gölü olmak üzere 2 segmentte ifade edilir (Barka 1996). Bu deprem segmentlerine 1912 Depremi (9 Ağustos 1912 Mürefte (Ganos) Depremi- M_s 7.3) ve 1999 depremlerinin (17 Ağustos 1999 İzmit Depremi (M_s 7.4) ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremi (M_s 7.1) yüzey kırıklarını da içeren segmentleri eklemek mümkündür. Emre vd. (2013) ise KAFZ’yi 38 “geometrik segment” ile tanımlar. Bu segmentler doğudan batıya doğru; Kargapazarı, Elmalı, Yedisu, Erzincan, Refahiye, Suşehri, Reşadiye, Ezinepazar, Niksar, Erbaa, Destek, Havza, Köprübaşı, Kamil, Kargı, Ilgaz, Sarıalan, Bayramören, İsmetpaşa, Gerede, Yeniçağa, Bolu, Taşkesti, Dokurcun, Düzce, Karadere, Arifiye, Tepetarla, Gölcük, Karamürsel, Darıca, Adalar, Çınarcık, Avcılar, Kumburgaz, Tekirdağ, Ganos, Saros segmentleridir.

2.4 Kuzey Anadolu Fay Zonundaki Öncel Çalışmalar

Türkiye’nin kuzeyinde yer alan KAFZ ile ilişkili ilk çalışmalar 1800 yıllara dayanmaktadır. KAFZ’nin varlığına yönelik ilk öncel bilgiler Sismolojinin kurucularından Robert Mallet (1862)’in “Gözlemsel Sismolojinin İlk İlkeleri” adlı kitabında yer alır. Akdeniz’in sismik hatlarına işaret eden “Akdeniz’in Sismik Şeritleri” adlı haritada böylesi bir zonun varlığına işaret edilmektedir (Şekil 2.6).

Bu kapsamda çalışmalar 1928’li yıllardan sonra hız kazanmış ve günümüze kadar zonun özellikleri ve depremselliği ile ilgili pek çok veri üretilmiştir. Buna göre Kuzey Anadolu Fay Zonuna yönelik bazı çalışmalar şunlardır.



Şekil 2.6 Akdeniz’in sismik hatlarına işaret eden harita (Mallet 1862)

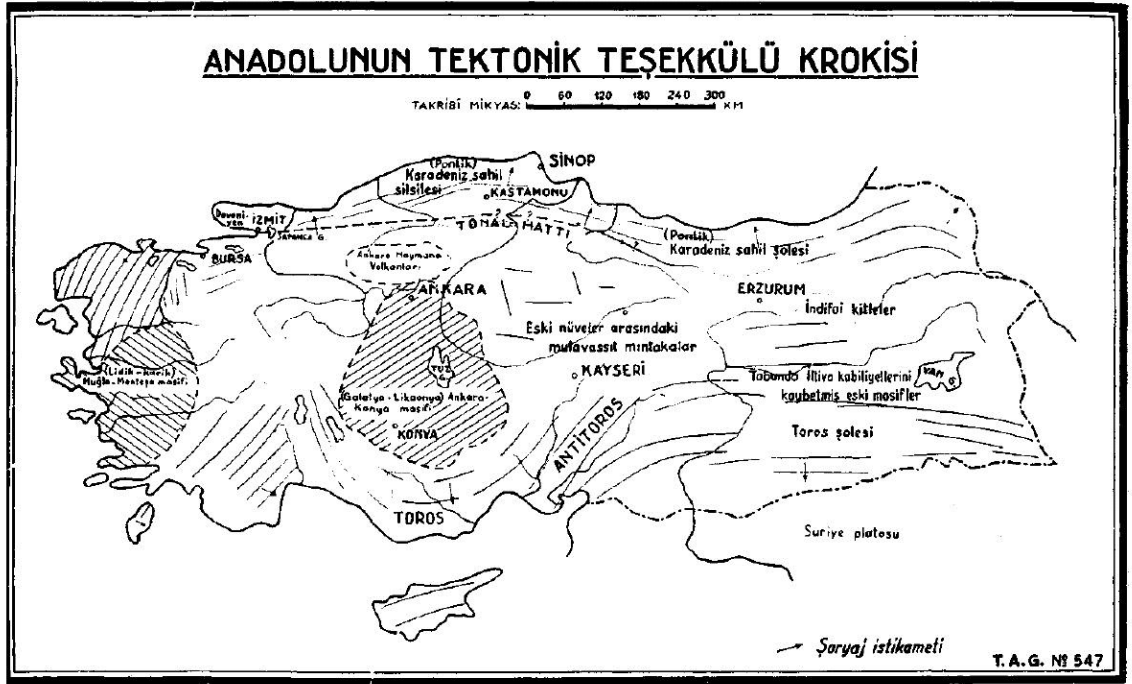
Nowack (1928, 1932), bugün kabaca KAFZ boyunca geçen tektonik bir hattın varlığından bahsetmiş ve bu hattın kuzey kıtaları ile güneydeki Gondvana kıtası arasındaki yapışma kuşağını tanımlayan “Paflagonya Nedbesi” olarak adlandırarak, haritada bu hattı temsili çizgi olarak göstermiştir (Şekil 2.7). Araştırmacı 1932 yılındaki çalışmasında Ereğli-İnebolu hattı arasında “Paflogonya Nedbesi”ne benzer bir diğer hattın var olduğunu belirterek bu çizgiselliği “Ereğli Çizgisi (Ereğli-Linie)” olarak tanımlar (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 Ereğli hattı ve Paflagonya Nedbesi'ni gösteren harita (Nowack 1932)

Salomon Calvi (1940a,b), Nowack (1928)'ın Paflagonya Nedbesi olarak adlandırdığı hattı “Tonale Hattı” olarak tanımlar (Şekil 2.8). Araştırmacı Kuzey kıtaları ile Gondwana kıtası arasındaki bu yapışma hattının hala aktif olduğunu belirtmiş ve depremlerin oluşma nedeni olarak yorumlamıştır. Bu tektonik hat Trakya Mürefte'den başlar Marmara denizinden, İzmit körfezine geçerek Sapanca, Adapazarı, Düzce, Bolu ve Gerede'ye doğru uzanır. Ayrıca 1939 Erzincan depremine kadar bölgede farklı yıllarda (1045, 1166, 1168, 1254, 1268, 1281, 1287, 1290, 1356, 1374, 1458, 1482, 1578, 1584 ve 1784) büyük depremler meydana gelmiş ve Erzincan ili bu depremler ile defalarca yıkılmıştır.

Blumental 1943, Kuzey Anadolu deprem sahası olarak atfettiği kesim olan Osmancık-Erbaa arasında 1942 yılı sonundaki depremlerin büyüklükleri, oluşan hasarlar ve makro-sismik çalışmalar hakkında bilgiler vermiştir.

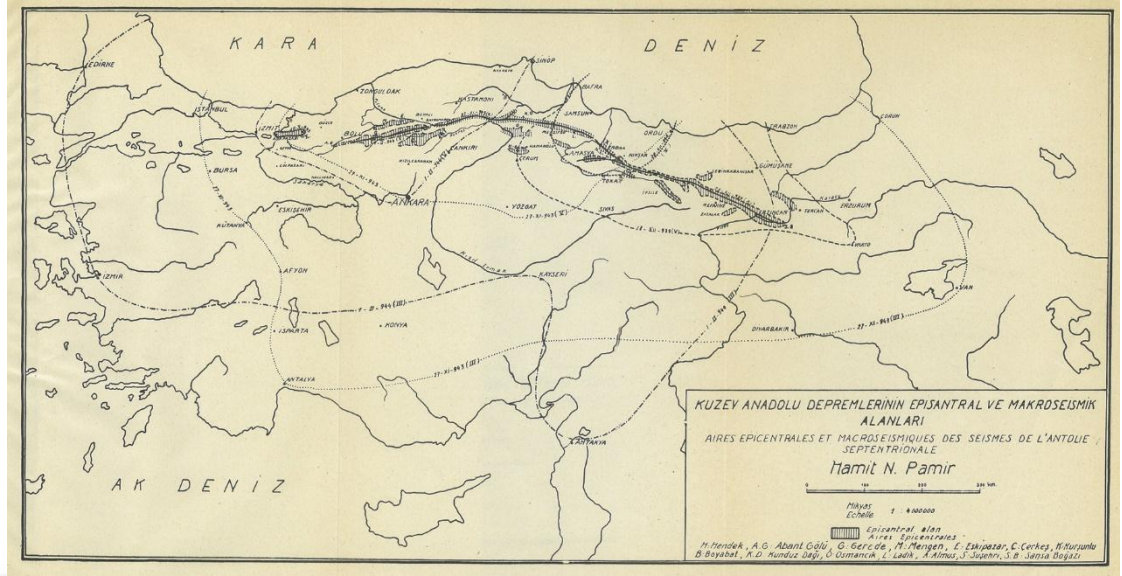


Şekil 2.8 Anadolu'nun tektonik haritası (Salomon Calvi 1940a)

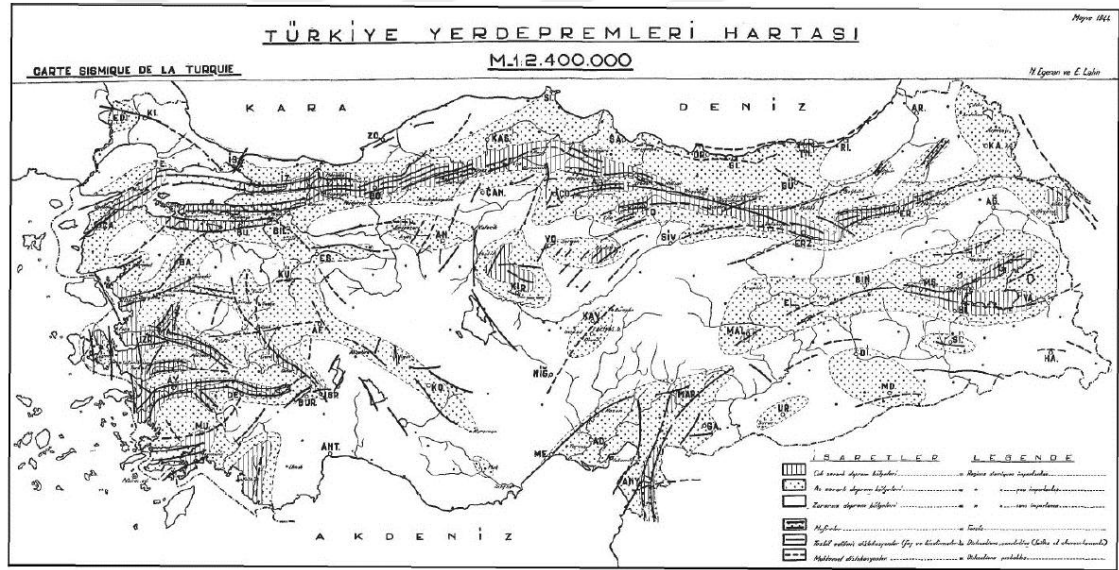
Pamir (1944), 1939 Erzincan-Kelkit, 1942 Niksar-Erbaa, 1943 Tokat- Kastamonu ve 1944 Bolu-Çerkeş bölgelerinde depremi üreten kırıkların aynı doğrultuyu takip ettiklerini birinin bittiği yerde diğerinin başladığını belirtmiştir (Şekil 2.9). Araştırmacı depremlerin oluşma sebebini Alpin Orojenezi sırasında Karadeniz kıyı sıra dağları ile deprem bölgesi arasındaki alanın kırılarak çökmesine bağlamış bu sırada doğu-batı doğrultulu Neojen havzalarının oluştuğuna dikkat çekmiştir.

Taşman (1944), 1944 Bolu-Gerede depremine yönelik çalışmasında depreme bağlı kırıklanmanın Abant Gölü ile Bayramören arasında 180 km uzunlukta geliştiğini belirtmiştir. Araştırmacı bu hat üzerinde depremle ilişkili 3-3.5 m sağ yanal ve 0.4-1 m düşey yer değiştirmenin geliştiğine dikkat çekmiştir.

Egeran ve Lahn (1944), 1/ 2.400.000 ölçekli deprem haritasını hazırlayarak kolaylık sağlamıştır (Şekil 2.10). Türkiye'deki depremler jeolojik ve coğrafik dağılışına göre (birinci derece ve tali önemdeki depremler olarak) sınıflanmışlardır. Araştırmacılar deprem episantırlarına göre ise “doğudan batıya doğru” bir hareketin varlığını ilk kez ortaya koymuşlardır.



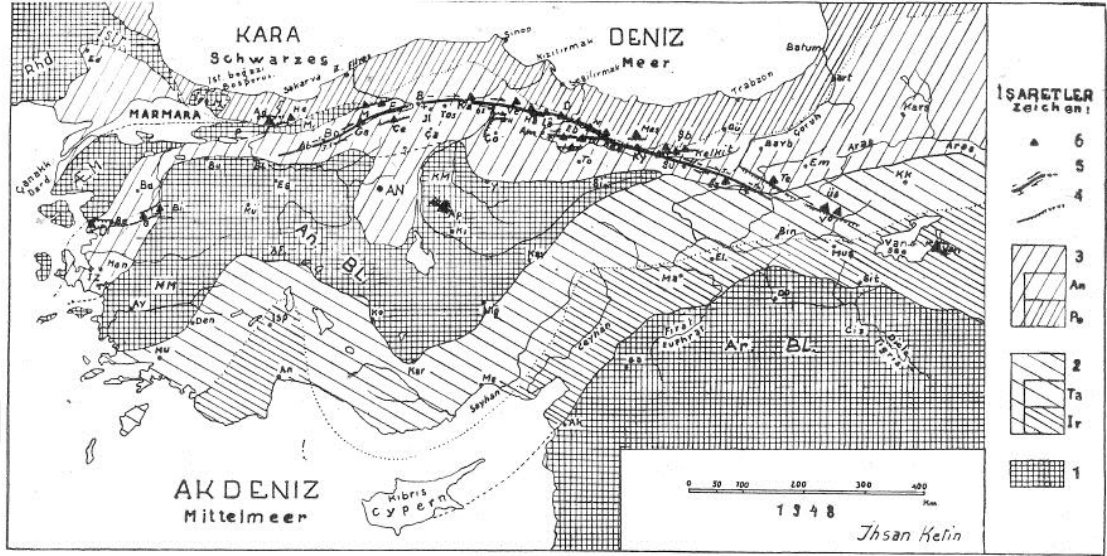
Şekil 2.9 Kuzey Anadolu depremlerini ve sismik alanları gösterir harita (Pamir 1944)



Şekil 2.10 Türkiye'nin deprem haritası (Egeran ve Lahn 1944)

Ketin (1948), 1938 ve 1948 yılları arasında meydana gelen depremleri harita üzerine yerleştirerek Ege kıyısından başlayıp doğuda Van Gölüne kadar uzanan 1500 km'lik kavisli bir hat üzerinde bu depremlerin dizildiğini belirtmiştir (Şekil 2.11). Araştırmacı bu kavisli hattın, Nowack (1928), Salomon Calvi (1940), Pamir (1944), Tromp (1944)'un çalışmalarında Tonale Hattı, Kuzey Anadolu beresi ve İzmit-Erzurum hattı olarak adlandırmasını yaptıkları çizgiselliklerin eski kenet hattı olmadığını belirtmiştir.

Bu hattın sadece bazı alanlarda (Reşadiye-Erbaa) aynı yerden geçtiğini diğer alanlarda ise Anatolid ve Toridleri kestiğine işaret etmiştir.



Şekil 2.11 Anadolu'nun tektonik birliklerini ve 1939-1948 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dizilimlerini gösteren harita (Ketin 1948)

Ketin (1957, 1968), Kuzey Anadolu deprem fayı olarak nitelendirdiği KAFZ'yi Biga yarımadasında Yenice Gönen'den başlayarak Abant-Bolu-Gerede-Ilgaz-Tosya-Ladik-Erbaa-Kelkit vadisi-Erzincan ovası-Elmalı deresi-Üstükran-Varto ve Van Gölü kuzey kenarından geçerek İran sınırına kadar uzanan sağ yanal doğrultu atımlı aktif fay sistemi olarak tanımlamaktadır. 1939-1967 yılları arasında meydana gelen depremlerin toplam 18 m'lik atım meydana getirdiğini belirterek fayın Pliyosen'den bu yana hareket halinde olduğunu vurgular.

Ambraseys ve Zatopek (1969), 1967 Mudurnu vadisi depreminin kırığı üzerinde yaptığı çalışmada 190 cm sağ yanal, 120 cm düşey ötelenmeleri kaydetmiştir. D-B doğrultusundaki yüzey kırığının yaklaşık 80 km uzunluğunda olduğunu ve doğudaki 20 km'lik kesiminin ise 1957 deprem kırığı ile aşmalı olarak gözlendiğini belirtmektedir.

Ketin (1969)'e göre, Kuzey Anadolu fayı (KAF) 1100 km uzunluğa ve 500-1000 km genişliğe sahiptir. Araştırmacı fay kollarının 1.5-4.3 m yatay ve 0.5-1.5 m düşey atım

gösterdiğinden bahsetmiştir. 1939-1967 yılları arasındaki depremleri göz önüne alarak vadi tabanlarındaki ötelenme miktarlarına göre, KAF'nin Geç Kuvaterner döneminden beri 800-1000 m yer değiştirme miktarlarına sahip olduğunu vurgular.

Ambraseys (1970), KAFZ'nin karakteristiklerini tanımladığı çalışmada 1939 depreminden bu yana faydaki yanal atımın 90 cm civarında olduğunu belirtir. Araştırmacı İsmetpaşa'da krip hareketinin varlığına dikkat çekmiştir.

Ketin (1976), San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayı'nın benzer ve farklı yönlerinin karşılaştırmasını yapmıştır. Her iki fayın sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde yaklaşık aynı boylarda (1100-1600 m) ve her ikisinde Miyosen sonlarında ya da Pliyosen başından beri hareket etmekte olduklarını belirtmektedir. Bu fayların farklı özelliklerinin ise farklı atım değerlerine (San Andreas Fayı-300 km, Kuzey Anadolu Fayı-90 km) sahip olmalarıyla ifade etmektedir.

Tokay (1973, 1982), KAFZ'nin Gerede-Ilgaz arasında kalan bölümünde jeolojik haritalama yaparak tektonik evrimini açıklamaya çalışmıştır. Araştırmacıya göre bölgede Üst Kretase-Eosende gelişen kuvvetli sıkışma olayının benzeri Alt-Orta Pliyosen'de de meydana gelmiş ve bu dönemde büyük atımlı bindirme fayları meydana gelmiştir. Araştırmacıya göre KAFZ'nin oluşum yaşı Orta Pliyosendir. Ortalama yıllık kayma miktarının 1-15 mm olduğu varsayımından hareketle zondaki toplam atım miktarı 60-80 km olarak hesaplanmıştır.

Seymen (1975), KAFZ'nin Kelkit vadisi kesiminde yapmış olduğu doktora çalışmasında fay zonunun tektonik özelliklerini ortaya koymaya çalışmıştır. Araştırmacıya göre zonda Orta Miyosen döneminden beri 85 ± 5 km'lik bir ötelenmenin meydana geldiği ve kayma hareketinin ortalama hızını ise 0.5-0.6 cm/yıl olduğu sonucuna varmıştır.

Ataman vd. (1975), KAFZ'nin bir transform fay olarak tanımlanamayacağını geçmişte aynı yerde var olan eski bir Benioff zonunun yüzeydeki kalıntısı olarak bugün sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde hareketini sürdürdüğünü belirtmektedir.

Şengör (1979), KAFZ'yi Kuzey Anadolu transform fayı olarak tanımlamış fayın yaşı, atımı ve tektonik önemi hakkında bilgiler sunmuştur. Buna göre yaklaşık 1200 km uzunluğunda ve sismik olarak aktiftir. Zon Karlıova ve Saroz Körfezi arasında uzanmakta ve 1939'dan günümüze kadar $6 < M < 7$ büyüklüğünde yıkıcı depremler üretmiştir. Araştırmacıya göre zon Burdigaliyen-Pliyosen'de oluşmaya başlamış ve 85 km'lik atıma uğramıştır.

Şengör (1980), Türkiye'nin neo-tektoniğini irdelediği çalışmasında jeolojik ve morfolojik verilerden zonun transform fayı olarak geliştiğini ve Burdigaliyen ile Pliyosen arasındaki bu dönemde oluşmaya başladığını ifade eder.

Hancock ve Barka (1983), KAFZ'nin Çerkeş-Erbaa arasındaki alanda yapıları (mezo fayları, çatlakları) depolanmayla eş yaşlı ve depolanma sonrası olarak iki farklı gruba ayırır. Birinci grubun sağ yanal makaslama olayları ile gelişen ikincil faylanmalar olduğunu diğer grubun ise KAFZ' nin hareketinin terslenmesi sonucu sol yanal makaslamanın ikincil ürünleri olduğunu ifade etmişlerdir.

Barka ve Hancock (1984), Çerkeş-Erbaa arasında KAFZ boyunca uzanan Neojen-Kuvaterner havzalarında çökelme sırasında ve sonrasında gelişen faylanmaları irdelemişlerdir. Zonun yaşını Geç Miyosen (Geç Tortoniyen)-Erken Pliyosen olarak önermektedir. Araştırmacılar Pontus formasyonu içerisindeki yapılardan batıdaki Neojen havzalarının ilk önce bölgesel sıkışmaya daha sonra doğrultu atımlı yer değiştirmeye maruz kaldığını belirtmektedir.

Jakson ve McKenzie (1984), Çalışmalarında önerdikleri KKB-GGD sıkışma ve KKD-GGB yönelimli genişlemeli ana stres yönlerinin 1957 Abant ve 1967 Mudurnu vadisi depremlerinin odak mekanizma çözümleri ile uyumlu olduğunu ifade eder.

Barka (1984), Çerkeş-Erbaa arasındaki fay zonu üzerinde yer alan Neojen-Kuvaterner dağ arası havzaların stratigrafisi ve tektoniğini incelenmiştir. Pontus grubu çökellerini Alt Pontus formasyonu (Tortoniyen) ve Üst Pontus formasyonu (Pliyosen-Erken Pleyistosen) olmak üzere iki grupta ayırmıştır. KAFZ üzerinde en geç Tortoniyen'den (Geç Miyosen) itibaren 25 km'lik sağ yanal atımın meydana geldiğini ve 0.4-0.5 cm/yıl yer değiştirme hızının varlığı ortaya konulmuştur.

Öztürk vd. (1984, 1985), Abant-Yeniçağ (Bolu) yörelerinin hem stratigrafi hemde tektoniği ile ilişkili gözlemler yapmıştır. Araştırmacılar 1944 depreminin etki ve özelliklerini inceleyerek 2-3 m arasında ötelenmelerin olduğunu ifade ederler. KAFZ'nin yaşını Üst Miyosen olarak yorumlarlar.

Şengör vd. (1985), Türkiye'nin neotektonik bölgelerini 4'e ayırmıştır. Bunlar (1) Doğu Anadolu sıkışma bölgesi: K-G sıkışmanın etkidiği bölgenin kuzeyinde ve güneyinde kıvrımlanma ve bindirmeler ile merkez kesiminde doğrultu-atımlı faylanmalar ile karakterize edilir, (2) Kuzey Türk Bölgesi: çok zayıf aktif tektonizmaya sahip kesim D-B yöneliminde kısılmayı gösterebilir, (3) Batı Anadolu Genişlemeli Bölgesi: bu kesimde K-G genişleme rejimi etkisi altında genellikle doğuya yönelimli grabenler baskındır, (4) Orta Anadolu Ova bölgesi: Kuzey Türk bölgesinden sonra sismik ve yapısal olarak en sakin bölgedir.

Cerit (1985), Mengen (Bolu) civarının Üst Kretase döneminden Tersiyer sonuna kadar KB-GD yönelimli sıkışma rejimi etkisi altında kaldığını ve Üst Miyosen (Priaboniyen) döneminde bölgenin doğrultu atımlı faylanmalardan etkilendiğini ifade eder. Araştırmacıya göre bölge Orta Devoniyen-Üst Kretase döneminde kara ortamı iken Üst Kretase döneminde kesintiye uğrayan sedimantasyon ile Oligosen döneminde gölsel ortamda yeniden başlamış ve Neojen döneminde devam etmiştir.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988), KAFZ'yi segmentlere ayırmışlar ve depremlerin merkez üstlerinin fay geometrisi ile ilişkisini belirlemeye çalışmışlardır. Buna göre deprem merkez üstlerinin genellikle doğrultu atımlı fayların kıvrımlanma yaptığı yerlerde yoğunlaştığını ve bu kesimin büyük magnitüdlü depremlerin oluşması için

uygun alanlar olduğu sonucuna varırlar. Sıkışan büklüm açısı ile segment uzunluğundan yararlanılarak gerilme miktarının hesaplanabileceğini dolayısıyla da deprem büyüklüğünün belirlenmesinde önemli olduğunu belirtirler. Araştırmacılar toplam atım miktarının Erzincan civarında 40 km olduğunu Marmara civarında ise 15 km olduğunu ifade ederek miktarın batıdan doğuya doğru azaldığı sonucunu çıkarmışlardır.

şaroğlu (1988), KAFZ'nin Karlıova-Varto ve Yeniçağa-İsmetpaşa arasında kalan kesimlerinde detaylı jeoloji çalışması gerçekleştirmiştir. Bazı kesimlerde fayları detay haritalayarak KAFZ'nin önceki bazı çalışmacıların aksine st Miyosen-Alt Pliyosen aralığında olmadığını belirtir. Araştırmacı sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterini st Pliyosen döneminde kazandığını yanal atım değerinin 20-25 km olduğunu öngörür.

Toprak (1988), KAFZ'nin Koyulhisar-Suşehri arasındaki kesiminin neotektonik özelliklerini irdelediği çalışmasında inceleme zonun bu kesiminde 25 km uzunluğunda ve 6-8 km genişliğinde olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı zon içerisinde yer alan birincil faylanmaların K60°-70°B, Koyulhisar tarafında ise D-B gidişli olduğunu gözlemlemiştir. İkincil faylanmalardan sentetik olanların (R1) ana fay ile 20°-40° aı yaptığını antitetik olanların ise KKD-GGB doğrultulu olduğunu ifade eder. Bu fayların oluşumunda en büyük asal gerilmenin K-G konumlu olduğunu belirterek yaklaşık 2 km'lik dere ötelenmelerinin varlığına dikkat çekmiştir.

Koçyiğit (1988), Dokurcun kasabası civarında Kuzey Anadolu Fay kuşağının iki kola ayrıldığını belirtmektedir. Güney kolu Geyve Fay kuşağı olarak adlandırarak Geyve havzasının ve onu denetleyen fayların aktif olduğunu göstermiştir. Havzanın Geç Pliyosen yaşlı olduğunu ve bu zonda 22 km atımın söz konusu olduğundan bahseder. Ayrıca bölgedeki aktif fayların 1967 Mudurnu depremi ile oluştuğunu belirtir.

Kaya (1988), Kuzey Anadolu fayının batı kesiminde Gemlik (Bursa) ve Almacıkdağ (Bolu) civarında fayın her iki tarafında yer alan Jura-alt Kretase yaşlı benzer birimlerin varlığına dikkat çekerek fayın bir kenet kuşağını temsil edemeyeceğine işaret etmiştir.

Barka ve Gülen (1989), KAFZ boyunca Neojen-Kuvaterner havzalarından elde ettikleri verilere göre KAFZ'nin Geç Tortoniyen'de başladığı ve ana fayın Erken Pliyosen döneminde oluştuğu yorumu yapılmıştır. Miyosen yaşlı sedimanlar ile çek-ayır havza boyutlarına göre toplam atım Erzincan'da 35 km ve Marmara bölgesinde ise 25 km'dir. Çalışmada yıllık kayma oranının 5-10 mm arasında değiştiği vurgulanır. Kayma hızlarının batıya doğru azalması ise Anadolu bloğundaki iç deformasyonlar ile karşılanmasına bağlarlar.

Okumura vd. (1990, 1994), Gerede ilçesinin 12 km doğusundaki Ardıçlı'daki hendek çalışmalarında 2000 yıllık süreç içerisinde 8 adet tarihsel deprem verisi elde etmiştir. Bu verilerden depremlerin yineleme aralığının 250 ± 30 yıl kayma miktarının ise 12-17 mm/yıl olduğu sonucuna varmıştır.

Ikeda vd. (1991), 1957 Abant ve 1967 Mudurnu vadisi depremlerinin Holosen yaşlı jeomorfolojik yüzeyleri kestiğini gözlemlemiştir. Araştırmacılar Mudurnu vadisi batısı Beldibi yakınlarındaki hendek çalışmasında 1650 ± 20 yıllarına ait bir depremin varlığını ve bu depreminde 600 km uzunluğa (Bolu-Erzincan) sahip olduğunu belirtir. Bunun 1668 Anadolu depremi ile korele edilebileceğini ifade ederler.

Barka (1992), KAFZ'nin genel özelliklerini ortaya koymak amacıyla KAFZ'nin Pliyosen başından bu yana doğudan batıya doğru 40 ± 5 km (Erzincan) ile 25 ± 5 km (Bolu) arasında değişen sağ yanal atım değerleri hesaplamıştır.

Kazancı (1993), KAFZ kontrolündeki Suşehri havzasının Alt Pliyosen-Holosen yaşlı havza tortullarını tektonik kökene bağlı depolanma rejimi içerisinde alt istif (Pliyosen), orta istif (Pleyistosen), üst istif (Üst Pleyistosen-Holosen) olarak 3 bölüme ayırmış ve bu istiflerin karakteristiklerini belirlemiştir.

Tatar (1993), KAFZ'nin doğu kesiminde yer alan Niksar havzasındaki neotektonik yapılara yönelik çalışmalarda bulunmuştur. Buna göre Niksar havzasındaki Pliyosen-Kuvaterner volkanikler ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarındaki paleomanyetizma

çalışmasında volkaniklerde 270° , kireçtaşlarında ise 12° - 178° saat yönünde dönme belirlemiştir. Volkaniklerdeki bu dönmenin 12 km'lik sağ yanal doğrultulu yer değiştirmeye kireçtaşlarındaki dönmelerin ise 4.7 km'lik seperasyona karşılık geldiği sonucuna varmıştır. Ayrıca bu yer değiştirmelere göre Geç Pliyosen dönemi için minimum kayma oranını 0.52 cm/yıl olarak değerlendirmiştir.

Kiratzi (1993), sismik verilerden yararlanarak KAFZ'deki deformasyonu irdelemiştir. Araştırmacıya göre KAFZ'nin sağ yanal hareketi ortalama yıllık 23 mm/yıl dir. Hareketin miktarını zonun batısında 16 mm/yıl, doğusunda 27 mm/yıl olarak öngörür.

Oral vd. (1993), GPS ölçümlerini kullanarak (1988-1990 yılları arası) KAFZ boyunca sağ yanal hareketi 25 ± 9 mm/yıl olarak hesaplar.

Demirtaş (1993), Mudurnu vadisi ve çevresinde dört farklı tektonik yapının egemen olduğunu belirtir. Bunlar: 1) Batı Pontidler ve Sakarya Bloğu olarak belirttiği kesimin çarpışması ile gelişen KB-GD doğrultulu kıvrımlar ve bindirme fayları, 2) Pliyosen öncesi veya Pliyosen döneminde başlamış olan KAFZ ile ilişkili yapılar, 3) KAFZ'ye ait ana doğrultu atımlı fayları kesen ikincil faylar ve 4) 1957 Abant ve 1967 Mudurnu vadisi depremlerinin meydana getirdiği yüzey kırıklarıdır. Taşkesti-Çayköy arasında Mudurnu nehri yatağının KAFZ tarafından 2750 m sağ yanal olarak ötelendiğini buna bağlı olarak kayma miktarını 0.5-1 cm/yıl olarak ifade eder.

Platzman vd. (1994), Galatya volkanik kompleksindeki paleomanyetizma çalışmalarına göre bölgede saat yönü tersinde 30° dönmenin olduğunu ifade eder. Bu dönmenin Eosen döneminin başlangıcında ya da KAFZ etkisiyle Pliyo-Kuvaterner döneminde olabileceği yorumunu getirirler.

Ikeda (1994), Gerede fay zonunun Gerede çayını kestiği bölgede yer alan tarihi köprü kalıntılarını yaşlandırmıştır. Araştırmacıya göre köprü M.S. 680 ± 190 yıllarında yapılmış olmalıdır. Araştırmacılar köprü ayaklarının sağ yanal olarak 26 m ötelendiğini

ve köprünün 4 veya 5 kez yıkıcı depremden etkilenmiş olabileceği yorumunu getirir. Buna göre deprem tekrarlama aralığını 270-450 yıl olarak öngörür.

Şaroğlu vd. (1995), Yeniçağa-Gerede-Eskipazar arasında kalan bölgenin jeolojisini ve KAFZ'nin genel özelliklerini çalışmışlardır. Araştırmacılar bölgenin stratigrafisini ve tektoniğini KAFZ'nin kuzey ve güney kesim ayırdımı ile ortaya koyarlar. Çalışmada KAFZ'nin yaşı Geç Pliyosen ve atımı miktarı ise 30 km dir.

Piper vd. (1996), KAFZ'deki deformasyonu belirlemek amacı ile Çorum-Niksar arasında Eosen yaşlı volkanik kayalarda paleomanyetizma çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılara göre KAFZ boyunca bölgede Miyosen döneminden beri saatin tersi yönde 30°'lik dönme meydana gelmiştir.

Barka (1996), 1939-1967 yılları arasında KAFZ üzerinde batıya doğru ilerleyen 6 büyük depremi (1939 Erzincan, 1942 Niksar-Erbaa, 1943 Tosya, 1944 Bolu-Gerede, 1957 Abant, ve 1967 Mudurnu) incelemiştir. Araştırmacıya göre 1944 Bolu-Gerede depremiyle 165 km'lik bir kırılma (Abant Gölü ile Kurşunlu arasında) ve 1-3.5 m arasında sağ yanal yer değiştirme meydana gelmiştir. Buna karşın 1939 depremi ile meydana gelen kayma miktarı 7.5 m dir.

Neugebauer (1997), Adapazarı-Bolu arasında KAFZ'ye yönelik yapısal ve kinematik veriler ile zonun bu kesiminin genişlemeli bükümler (bends) ve aşmalar (oversteps) ile temsil olduğunu ve Abant Gölü-Taşkesti arasında toplam yer değiştirme miktarını 21 km olarak öngörür.

Bellier vd. (1997), KAFZ'nin orta kesimi için yapmış oldukları stres analizi çalışmalarında Kuvaterner döneminde doğrultu atımlı stres durumunu bölgesel olarak iki farklı transpresyonal ve trastensiyonal olarak iki farklı durumda tanımlar. Orta Pleyistosen dönemine kadar transpresyonel rejimin hakim olduğunu bu dönemden sonra genç doğrultu atımlı sistemin transtansiyonel karaktere dönüştüğünü vurgular.

Kuvaterner dönemindeki bu dereceli stres değişimini başlıca Ege'deki dalma batma olayı ve Arap levhasının kuzey yönde sürüklenmesi ile ilişkilendirirler.

Piper vd. (1997), KAFZ boyunca (Gerede, Ilgaz, Çerkeş, İskilip-Bayat, Niksar) yapmış olduğu paleomanyetik çalışmalardan 5 milyar yıllık neotektonik deformasyonun sağ yanal hareket ile saat yönünde 270° 'lik dönmeye neden olduğu sonucuna varmışlardır.

Wilson vd. (1997), Galatya volkanik kompleksindeki volkanitleri Erken Miyosen'de etkili olduğunu düşündüğü KAFZ ile ilişkilendirir.

Reilinger vd. (1997), 1988-1994 yılları arasındaki GPS verileri yardımıyla Arap-Afrika ve Avrasya levhalarının günümüzdeki kabuksal hareketlerini ortaya koymuştur. Araştırmacılara göre Anadolu levhasının orta kesimlerinde içsel deformasyon miktarı 2 mm/yıl'dan daha azdır. Euler vektörüne göre KAFZ'nin atım miktarının üst sınırı 30 ± 2 mm/yıl DAFZ'nin ise 15 ± 3 mm/yıl dır.

Gökten vd. (1997), KAFZ'nin Abant-Bayramören segmentindeki hareketi transprasyonel olarak yorumlar. Araştırmacılara göre segment boyunca en az 4 deprem meydana gelmiş olmalıdır. Bu depremlerde toplam yatay yer değiştirme 15.5-21.5 m dir.

Özaksoy vd. (1998), 1944 kırığının doğu kesimindeki hendek çalışmasında en az üç depreme ait 70 cm düşey atım ve üç ayrı kolüvyal kama saptamışlardır. Araştırmacılara göre her bir depremde yaklaşık 25 cm kadar düşey atım oluşmuş ve bu hareketler 1035, 1668 ve 1944 depremleri ile ilişkilidir.

Chorowichz vd. (1999), KAFZ için oldukça farklı bir yorum getirir. Buna göre Hellenik yayının etkisiyle Batı Anadolu'da başlayan genişleme ile ilişkili KAFZ oluşumunun batıdan başlayıp doğuya doğru gençleştiğini belirtir. Araştırmacılara göre zon boyunca bulunan volkanik birimlerin gelişimini (Örn., Kızılcahamam-Erken Miyosen, Niksar-Reşadiye-Geç Miyosen, Erzincan bölgesi-Pliyosen) KAFZ ile

ilişkilendirir. Zon üzerinde Erzincan batısında 14 km ve Karlıova'da 2 km yer değiştirmenin geliştiğini belirtir. Araştırmacılara göre Anadolu litosferinin genişlemesi Avrasya ve Arabistan levhalarının çarpışması ile ilişkili olmayıp Hellenik dilimini geriye çekilmesinden kaynaklanır.

Gürsoy vd. (1999), KAFZ ile sınırlandırılmış olan Galatya volkaniklerinin saat yönünde $10^{\circ}.29'.2''$ lik bir dönmeye uğradığını belirtmektedir.

Armijo vd. (1999), göre Doğu Anadolu'da 10 My önce başlayan KAFZ gelişimi Ege denizine 5 My önce ve Orta Yunanistan'daki Korint riftine ise 1 My önce ulaşmış olmalıdır. Araştırmacılara göre, Gelibolu yarımadasında son 5 My'da gelişen 70 km'lik sağ yanal ötelenme KAFZ'nin kuzey kolunda kayma hızını 14 mm/yıl, Avrasya ve Anadolu bloğu arasında ise 17 mm/yıl dır. Bu çalışmada Anadolu-Avrasya bloğunda saatin tersi yönünde 5° 'lik bir dönmeden bahsedilir.

Över (1999), KAFZ'nin orta kesimi ve Marmara denizinin doğusuna kadar olan bölgede egemen tektonik rejimin yanal sıkışmadan yanal genişlemeye döndüğünü belirtir. Her iki sağ yanal rejimdeki en büyük asal gerilme KB-GD, en küçük asal gerilme KD-GB konumludur. Araştırmacıya göre bölgedeki rejim değişikliği Orta Pliyosen olup bu değişim Ege yitim zonu ile ilişkilidir.

Sugai vd. (1999), Ilgaz civarında 1943 deprem kırığı üzerinde paleosismolojik çalışma yapmış ve hendek duvarlarının çeşitli seviyelerinden 46 örnek alarak radyokarbon yöntemiyle yaşılandırmışlardır. Araştırmacılar 1943 (Olay 1), 1495-1850 (Olay 2), 890-1190 (Olay 3), 640-810 (Olay 4), 0-150 (Olay 5) yaşlarını elde etmiş olup bu olaylardan ilk ikisinin 1668 (Olay 2) ve 1050 (Olay 3) depremlerine karşılık geldiğini belirtir. Bu veriler ile depremlerin tekrarlanma aralığı 280-620 yıl olarak hesaplanmıştır. 1943, 1668 ve 1050 depremlerindeki atım miktarlarını sırası ile 2.5-3.0 m, 5.0-6.0 m ve 6.0-7.0 m olarak belirtilirken toplam kayma miktarını ise 12.5 ± 2.5 mm/yıl olarak ifade etmektedirler.

Barka vd. (2000), Taşova-Erbaa ve Niksar havzalarının KAFZ boyunca birbirine komşu asimetrik çek ayır havzalar olduklarını belirtmektedir. Araştırmacılara göre, Niksar havzası Taşova-Erbaa havzasından yaklaşık 0.5-1 My kadar daha genç olmalıdır.

Özaksoy (2000), Gerede Segmentinin neotektonik ve paleosismolojik özelliklerini ve Çerkeş-Kurşunlu-İlgaz havzasının tektonik evrimini ortaya koymaya çalışmıştır. İsmetpaşa'dan geçen 1944 deprem kırığı boyunca 1035, 1668 ve 1944 depremleri dışında MÖ 2779, 2328 ve 2041 tarihli üç adet paleo-depremin varlığını saptamıştır.

Demirtaş (2000), KAFZ'nin Abant-Gerede arasındaki kesimin neotektoniğine yönelik çalışmada bölgenin KKB-GGD yönelimli bir sıkışma etkisinde kalarak saat yönü tersinde değişim gösterdiğini belirtmektedir. Araştırmacıya göre neotektonik dönemde Bolu havzası kuzey kenarındaki GD'ya eğimli faylarca havza tabanı batıya doğru hareket ederek alçalma sunarken havzanın güney kesimi KAFZ denetiminde doğuya doğru hareket etmektedir. Araştırmacıya göre Gerede segmenti farklı kesimleri transpresyonel ve transtansiyonel karaktere sahip olup 1944 depremi 2.5-3.5 m'lik yanal ötelenmeler ile temsil olmaktadır. Hendek çalışmaları sonucunda Gerede segmenti son 2000 yılda oluşan en az 8 depremin 200-779 yıl aralıkları ile 1.27 cm/yıl kayma hızıyla tekrarlandığını belirtir. KAFZ'nin başlangıç yaşı Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen olarak öngörülür.

McClusky vd. (2000), 1988-1997 GPS verilerinden Arap levhasının Avrasya'ya göre 18 ± 2 mm/yıl hareket ettiğini, Anadolu levhasının saat yönünün tersine bir rotasyona uğradığını ve batı yönünde yer değiştirdiğini ifade eder. Euler vektörüne göre, KAFZ'nin atım miktarının üst sınırı 24 ± 1 mm/yıl, DAFZ'nin ise 9 ± 1 mm/yıl dır.

Yoshioka vd. (2000), 1943 deprem kırık alanı içerisindeki Havza'nın KB'sında alüviyal yelpaze üzerinde yaptıkları hendek çalışmasında 1943 depremi dahil en az 3 deprem olayı belirlemişlerdir. Kömür parçaları ve hayvan dişlerinden aldıkları yaşlar 11 yy. ile 14 yy. arasındaki olayları tanımlar.

Herece (2001), KAFZ'nin batı bölümünde 1944 kırığı üzerinde yaptığı çalışmada fayın yıllık kayma miktarı 20 ± 4 mm/yıl ve KAFZ boyunca gelişen yıkıcı depremlerin yinleme sürelerinin ise 353 ± 85 yıl olduğunu önermektedir.

Adıyaman vd. (2001), KAFZ boyunca gelişen tektonizmayı ve farklı tipteki volkanik aktiviteyi irdemişlerdir. Araştırmacılar doğrultu atımlı olayın Galatya Volkanik Kompleksinde Geç Miyosen, Niksar bölgesinde Erken Pliyosen ve Erzincan bölgesinde Kuvaterner döneminde başladığını bu durumun KAFZ'nin batıdan doğuya doğru hareketine işaret ettiğini ifade etmektedirler.

Koçyiğit vd. (2001), 6 Haziran 2000 Orta depreminin öncül ve artçıları K-G yönünde bir yoğunlaşma ile Dodurga fay zonuna bir paralellik sunmaktadır. Arazi ve sismik verilerin bu depremin KAFZ'nin içerisinde yer alan normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı karaktere sahip Dodurga fay zonunun hareketlenmesi sonucu meydana geldiğini ifade eder.

Kiratzi (2002), KAFZ boyunca ve batıya kaçışı süresince bölgesel stres dağılımını belirlemek için Gephart ve Forsyth (1984) metodunu kullanarak bölgeyi 9 alt alana ayırmıştır. Çalışmada 163 fay düzlemi çözümü kullanılmıştır. Araştırmacıya göre, KAFZ Orta Yunanistan boyunca σ_3 değeri yavaşça değişmektedir. Buna göre bu değer KAFZ'nin batısında $K53^\circ D$ iken Orta Yunanistan'da yaklaşık D-B yöneliminde olmalıdır.

Hubert-Ferrari vd. (2002), KAFZ'nin orta ve doğu kesimleri boyunca farklı jeolojik ve jeomorfolojik verileri kullanarak toplam yer değiştirme ve kayma oranlarını değerlendirmişlerdir. Buna göre, zondaki toplam yer değiştirme miktarını 80 ± 15 km (büyük ölçekli vadi tabanlarına göre), 80 ± 25 km (Pontid kenedindeki yapısal belirteçlere göre) ve 80 ± 10 km (Tosya-Vezirköprü havzasındaki yapısal belirteçlere göre) öngörmüştür. Araştırmacılar bu verilerden Neojen dönemindeki kayma oranını 6.5 mm/yıl olarak hesaplar. Araştırmacılara göre nehir ağ morfolojileri 14-20 m arasında ötelenmeye sahiptir. Buradan da KAF boyunca Holosen döneminde 18 ± 5 mm/yıllık

kayma oranı olduğu sonucunu çıkarmışlardır. Araştırmacıların nehir taraçasından aldığı ^{14}C yaşları belirtilen kayma oranını destekler niteliktedir.

Hitchcock vd. (2003), Düzce fayının doğusunda yaptıkları hendek çalışmaları sonucunda 1999 Düzce depreminden önce, bu kesimde başka faylanmalar ile yüzey kırıklarının meydana geldiğini ifade ederler. 1999 depremine benzer yer değiştirme miktarına, tipine ve büyüklüğüne sahip olan depremlerin tekrarlama aralığının 300-800 yıl arasında değişmekte olduğunu belirtir. Bölgede 1999 depremi de dahil olmak üzere en az 4 veya 5 depremin meydana geldiği ortaya konulmuştur.

Hartleb vd. (2003), KAFZ üzerinde 1943 deprem kırığı boyunca yer alan Alayurt civarında yapılan hendek kazılarında son 2000 yıl sırasında en az dört muhtemelen beş yüzey kırığı oluşturan deprem verisine ulaşmışlardır. Alayurt civarındaki deprem verileri (1) 1943 Tosya depremi, (2) iyi yaş verisi alınamayan fakat 1668 depremi olarak yorumlanan olay, (3) 8.-13. yy. depremi, (4) 1.-3. yy. muhtemelen tarihsel MS. 236 depremi, (5) muhtemel MS. 4.-11. yy. depremi ve (6) MÖ. 4600-3550 depremi dir.

Yürür (2003), 1 Şubat 1944 Gerede depreminin merkez üssünün üç farklı yerde saptandığını belirtir. Bu yerlerden biri Gerede yakınları, diğer ikisi ise Gerede merkez üstünün K ve KKD 'da yaklaşık 80 km uzağında yer alan Karabük civarındadır. Araştırmacıya göre depremlerin odak çözümü KAFZ'nin doğrultusu ve hareketleri ile uyuşmayan sağ yanal bir sistemi işaret etmektedir. Karabük civarında yer alan merkez üstlerdeki ilk hareket ile KAFZ üzerinde elastik enerjinin biriktiği ve Gerede segmentini tetiklediği yorumunu yapar.

Okumura vd. (2003), KAFZ'nin 1944 Bolu-Gerede segmentinde Ardıçlı civarındaki (Gerede'nin 15 km doğusunda) hendek çalışmasıyla önemli sonuçlar sunarlar. Araştırmacılar hendek verilerinden 5 farklı depremin izlerine (1944 (EV1), 1668 (EV2) ve 643-918 MS (EV5), 943-1298 MS (EV4), 1171-1668 MS (EV3)) ulaşmışlardır. Deprem bulgularını ^{14}C yaşlandırma yöntemi ile de denetlemişlerdir. Çalışmalarında EV3, EV4 ve EV5 olaylarının yaklaşık 7-10 m kayma oluşturduğunu ve 5 depremdeki

kayma oranlarının benzer olduğu yorumunu getirmişlerdir. EV4 deprem olayının 1050 depremine karşılık geldiği sonucunu paylaşırlar.

Koçyiğit vd. (2003), Galatya volkanik kompleksinde (Saraçköy volkaniklerinde) yaptığı çalışmada magmatik yay gelişimini üç aşama gösterdiğini belirtir. Bu aşamaları (1) Geç Kretase (Geç Kampaniyen)-Orta Eosen (Lütesiyen) dalma batma fazı, (2) Orta Eosen (Lütesiyen) sonrası çarpışma fazı, (3) Oligosen-Miyosen sonrası çarpışma fazı olarak tanımlar.

Westaway (2003), Akdeniz ve Orta Doğu’da görelî levha hareketlerini GPS verilerini kullanarak değerlendirmesinde Arap ve Avrasya levhaları arasında yıllık 25 mm hareketi öngörmektedir. Araştırmacı KAFZ’nin batı kesimindeki verilerinden zonun yaklaşık 7 My veya Erken Messiniyen (Geç Miyosen) olduğunu ifade eder.

Herece ve Akay (2003) tarafından KAFZ’nin diri fay hattı ve ikinci dereceden diğêr fayları ve eski fayların geçtiği yerler belirlenmiştir. KAFZ boyunca 15-30 km genişliğinde bir zonun 1/100.000’lik jeoloji haritaları oluşturulmuştur.

Arca (2004), Yeniçağâ havzasını 1-5 km genişlikte ve 14 km uzunlukta BGB-DKD yönelimli bir çöküntü alanı olarak tanımlarken bu kesimi karmaşık düzendeki yanal atımlı faylarla sınırlamaktadır. Gerede fay zonu tarafından kesilen havzayı Yeniçağâ fay kama havzası olarak yorumlamıştır.

Şengör vd. (2004) Tetis yığışım karmaşığı olarak tanımladığı alandaki deformasyonu Kuzey Anadolu Kerojeni olarak tanımlar. Araştırmacılara göre kerojen Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ) ve Kuzey Anadolu Fayı ile temsil olmaktadır. KAMZ Arap ve Avrasya levhalarının 13-11 My (Orta Miyosen-Serravaliyen)’da çarpışması sonucu doğudan başlayarak oluşmuş ve batıya Marmara denizine ulaşması 200.000 yıl öncesinde gelişmiştir. Zonu gelişimi yaklaşık 11 cm/yıl kayma hızı ile batıya doğru giderek genişleyen karakterdedir.

Herece (2005), KAFZ'nin batı kesiminin neotektoniğine yönelik çalışmasında Geç Miyosen'den beri Gerede doğusunda 48 km, Bolu batısında 43 km ve Mudurnu vadisinde 48 km'lik atımların geliştiğini hesaplamıştır. Araştırmacı Mudurnu vadisi boyunca uzanan fay kolunda depremlerin yineleme süresini 355 ± 84 yıl olarak belirtirken bölgedeki faylanmaların kayma hızlarını 23 ± 2 mm/yıl (Gerede doğusu), 12 mm/yıl (Abant Gölü batısı), 6 mm/yıl (Akyazı güneyi) olarak ifade eder. Kayma hızının batıya doğru azaldığını belirtir (Örn: Düzce fayı (10 mm/yıl), Gölcük fayı (17.1 ± 0.4 mm/yıl)).

Kuterdem (2005), Eskipazar (Karabük Güneyi)-KAFZ arasındaki bölgenin coğrafi bilgi sistemleri ile morfo-tektonik özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. KAFZ'nin neden olduğu sağ yanal dere ötelenmeleri incelenmiş ve çalışma alanında en büyük atım değerini 1700 m olarak hesaplamıştır. Vadi ötelenmelerini benzer mantıkla değerlendirdiğinde ise en büyük atım değerinin 1500 m olduğu bu aradaki farkın KAFZ'nin kuzeyindeki aşırı deformasyon ile zonun güneyinde yer alan büyük vadilerin kuzey karşıtlarının belirgin olmamasına bağlamaktadır.

Kondo vd. (2005)'ne göre 1944 Bolu-Gerede depremi (Ms 7.3) yaklaşık 180 km'lik kırıklanma oluşturmuştur. Çalışmada bu kırığı davranışsal (kayma dağılımına göre) ve geometrik (sıçrama, bükümleme) olarak 5 fay segment bölümlenmesi ile tanımlamıştır. Batıdan doğuya doğru bu segmentler; Bolu, Yeniçağ, Gerede, İsmetpaşa ve Bayramören segmentleridir. Araştırmacılara göre segmentler 21 ile 46 km arasında değişen uzunlukta ve ortalama kayma değerleri 1.9- 4.3 m dir. Segmentlerin kırık uzunluğu, hasar yoğunluğu ve tarihsel depremleri (MS. 967, 1035, 1050) tutarlı görünmektedir. Çalışmada Bolu, Yeniçağ segmentlerinin MS. 967 yılında ve Gerede, İsmetpaşa ve olasılıkla Bayramören segmentlerinin MS. 1035 yılında kırıldığı ifade edilir. Araştırmacılar bu çalışmada şu sonuçlara yer verirler: 1) 1944 kırığı çoklu segment kırıklanması ve en az iki farklı deprem segment gurubunu içerir, 2) 1944 depremi kendisinden 3 veya 4 kat daha fazla uzunluktaki 1668 depreminden etkilenmiş olabilir, 3) 1944 deprem kırığı farklı depremlerden etkilenen farklı kırık boyları ile temsil olur, 4) Gerede Bölgesinde tarihsel kayıtlar ve paleo-sismolojik çalışmalar 4 büyük deprem olayının (1944, 1668, 13. yy-15.yy, 1035) varlığını gösterir, 5) 1944 depremi ile Gerede

segmenti içerisinde yer değiştirme miktarı 3-6 m, toplam atım ise 6-25 m dir, 6) Tarihsel kayıtlar 1944 kırığının çoklu segment dokusu (5 segment) ile aktif olduğunu göstermektedir.

Hartleb vd. (2006), Çukurçimen köyü yakınlarında KAFZ üzerinde son 2500 yıl için yapılan paleosismolojik kazılarda beş güncel yüzey kırığı ve en az iki yaşlı olayın izleri belirlenmiştir. Bu olaylar (1) 1939 depremi, (2) 1254 depremi, (3) 1045 depremi, (4) 250-450 aralığında oluşmuş 499 depremi, (5) M.Ö. 750-50 aralığında oluşan deprem (M.Ö. 230-50 olabilir) dir. Ayrıca M.Ö. 1450-800 ve M.Ö. 2800-200 depremlerinin varlığından da bahsedilmektedir. Araştırmacılar deprem tekrarlama aralığı için 210 yıl ve <700 yıl önermektedir.

Özden vd. (2008), Bolu havzası civarındaki Geç Senozoyik stres durumunu değerlendirmişlerdir. Çalışmacılar Kuvaterner döneminde doğrultu atımlı rejim içerisinde KB (σ_1) ve KD (σ_3) yönelimli eksenlerin baskın olduğunu ve transprasyonel sistemin transtansiyonel sistemden daha eski olduğunu ifade etmektedir. Günümüzde ise transtansiyonel rejimin devam etmekte olduğunu ve bölgenin lokal olarak KD yönelimli normal faylanma rejimi ile etkilendiği yorumunu getirir.

Kondo vd. (2010), 1944 kırığı üzerinde radyokarbon yaşları ve tarihsel deprem alanlarının korelasyonu ile depremlerin tekrarlama zamanının yaklaşık 330 yıl olduğunu ifade eder.

Ayhan ve Koçyiğit (2010), Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) olarak adlandırdıkları zon yaklaşık 2-110 km genişliğinde 1600 km uzunluğundadır. 1 Şubat 1944 depremi 1-9 km genişliğinde 325 km uzunluğundaki Gerede fay zonu içerisinde meydana gelmiştir. 1 Şubat depremi yerin 16 km derinliğinde ve M_w 7.74 büyüklüğünde meydana gelmiştir. Araştırmacılara göre Gerede fay zonundan kaynaklanabilecek büyük bir depremin yinleme aralığı jeodezik verilere göre 232 ± 25 yıl, jeolojik verilere göre ise 266 ± 35 yıldır.

Fraser vd. (2010), KAFZ üzerinde Osmancık yakınlarındaki Elmacık alanında yapılan hendek çalışmalarında 529 depremi ile M.Ö. döneme ait 6 adet depremin varlığından söz ederler. Bu depremler; (1) M.Ö. 23- M.S. 103, (2) M.Ö. 609-185, (3) M.Ö. 971-814, (4) M.Ö. 1227-968, (5) M.Ö. 2050-1777, (6) M.Ö. 2556-2235 dir. Ayrıca araştırmacılar hendek yakınında yer alan derelerdeki yerdeğiştirme miktarını 23.5 ± 1.5 m olarak ölçmüşlerdir.

Gökten vd. (2011), Bolu havzasında faylanma ve stres dağılımına göre havzanın kuzeyinin sağ yanal doğrultu atımlı bileşeni içeren D-B yönelimli verrev atımlı normal faylar ile kontrol edildiğini belirtir. Araştırmacıya göre Bolu Havzası kuzeye bükümlü bir yay geometrisinde ve olasılıkla Erken Pleyistosen'den beri zonun ana kolu ile kuzey kenar fayı arasında çek-ayır havza tarzında gelişmektedir. Bu kesimdeki traverten oluşumlarının radyometrik yaşları havzanın 3×10^5 yıldan daha yaşlı olduğu yönündedir.

Karabacak vd. (2011), 1970'lerden beri KAFZ'nin İsmetpaşa kesiminde bilinen asismik krip (Destek bölgesi) Haziran 2007- Kasım 2009 yılları arasında 3 duvardaki değişimleri LIDAR kullanılarak gözlemlenmişlerdir. Buna göre İsmetpaşa'daki iki bölgede $6.8-10.0 \pm 4.0$ mm/yıl ve $9.1-10.1 \pm 4.0$ mm/yıl ve Destek bölgesinde ise $6.0-7.2 \pm 4.0$ mm/yıl asismik streyn oranları elde edilmiştir.

Zabcı vd. (2011), Kuzey Anadolu Fayı'nın 1939 ve 1942 depremlerinin yer aldığı Kelkit Vadisi segmenti üzerinde paleosismolojik çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Reşadiye ve Umurca'da açılan iki hendek sonucu son bin yıl içerisinde gerçekleşmiş 1939 Erzincan depremine ek olarak toplam üç olay tespit edilmiştir. Bunlar, sırasıyla 17 Ağustos 1668, 1254 ve 1045 tarihsel depremleridir. Çalışmacılar Kelkit Vadisi segmenti üzerinde yaklaşık 4 m'lik atımın 1939 Erzincan, 2.5 m'lik atımın 1668, 4 m'lik atımın ise 1254 depremleri sonucunda gerçekleşmiş olabileceği sonucuna varmışlardır.

Akyüz vd. (2012), Ilgaz (Çankırı) ve Karlıova (Bingöl) arasında toplam sekiz çalışma alanında, taraça kenarları ve flüvyal yüzeylerden oluşan ötelenmiş morfotektonik yapıların OSL yöntemiyle yaşlandırılmasına dayanan jeolojik kayma hızı çalışması gerçekleştirmiştir. En düşük $17.7 \pm 5.4/-5.1$ mm/yıl ve en yüksek $21.0 \pm 7.3/-4.6$ mm/yıllık

değerlere sahip bu bulgular önceki çalışmalara ait sonuçlarla birlikte değerlendirilerek, son 5 bin yıldan günümüze ortalama $18.4 \pm 1.4/1.3$ mm/yıl'lık bir kayma hızı hesaplanmıştır.

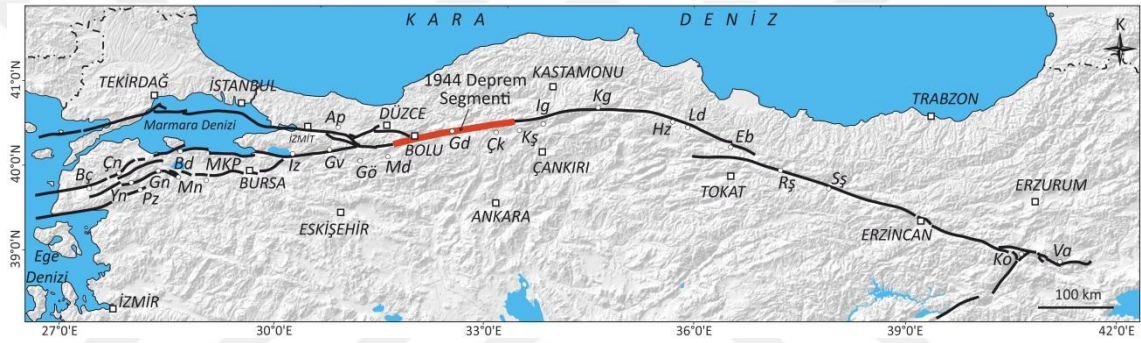
Parlak (2015), Eldivan-Elmadağ tektonik kaması ile KAFZ arasındaki ilişkinin varlığına dikkat çekmiştir. Araştırmacıya göre KAFZ Geç Pliyosen'de oluşmuştur. Yine Geç Pliyosen sonrasında bölgedeki KB-GD yönlü sıkışma Çankırı havzasının B ve KB kenarında Eldivan-Elmadağ kısırılmış tektonik kamasını meydana getirmiş ve Çankırı havzasının çökellerini deforme etmiştir.

Seyitoğlu vd. (2015), Bakacak fayı ile KAFZ'nin ana kolu arasında kırılmamış kesimi sismik yansıma çalışması ile ortaya koyar. Kasaplar, Dağkent ve Bürnük fayları boyunca sismik olarak aktif olan hattın geçtiği yeri tanımlayarak bu hattın gelecekte deprem üreteceğini belirtir.

3. 1944 DEPREM SEGMENTİ

3.1 Giriş

1944 deprem segmenti Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede depreminin (Ms 7.3) yüzey kırığı oluşturduğu hattı temsil eder (Şekil 3.1). Bu deprem segmentine yönelik önemli çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Taşman 1944, Ketin 1969, Ambraseys 1970, Öztürk vd. 1985, Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Barka 1996, Demirtaş 2000, Herece 2005, Tan vd. 2008, Ayhan ve Koçyiğit 2010).



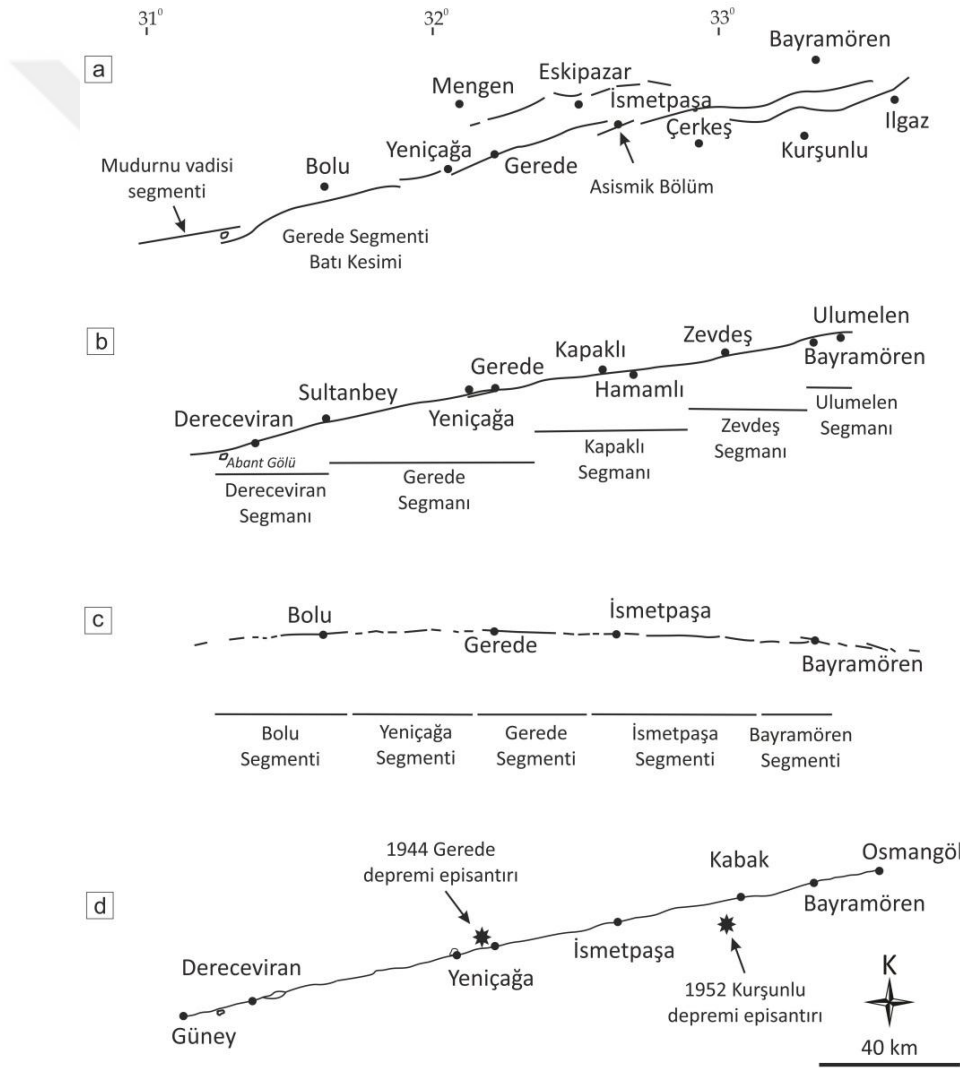
Şekil 3.1 1944 deprem segmentinin KAFZ’deki konumunu gösterir harita

Kısaltmalar: Ap: Adapazarı, Bd: Bandırma, Bç: Bayramiç, Cn: Çan, Çk: Çerkeş, Eb: Erbaa, Gd: Gerede, Gn: Gönen, Gö:Göynük, Gv: Geyve, Hz: Havza, Ig: Ilgaz, İz: İznik, Mn: Manyas, MKP: Mustafa Kemal Paşa, Md: Mudurnu, Kş: Kurşunlu, Kg: Kargı, Ko: Karlıova, Ld: Ladik, Pz: Pazarköy, Rş: Reşadiye, Sş: Suşehri, Yn:Yenice, Va: Varto

Segmentin uzunluğu, deprem episantırının yeri, depremin büyüklüğü, segmentin yer değiştirme miktarı ve kayma oranları gözlemsel ve uygulanan metodolojik farklılıklar çerçevesinde farklı sonuçlarla sunulmuştur.

Deprem kırığının uzunluğunu Ketin (1969) ve Ambraseys (1970) 180 km olarak, Öztürk vd. (1985) ise 165 km olarak öngörür. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) ve Barka (1996) 1944 deprem kırığının uzanımını Abant Gölü (Bolu) ile Bayramören’in (Çankırı) yaklaşık 15 km batısı, Ketin (1969), Ambraseys (1970), Öztürk vd. (1985) ve Demirtaş (2000) ise Abant Gölü ile Bayramören arası olarak belirtmiştir (Şekil 3.2.a). Herece (2005)’ye göre ise 1944 depremi ile ilişkili yüzey kırığının uzunluğu 183 km’dir.

Araştırmacı kırık hattının doğu kesimini Ulumelen doğusu ile Dadaş Mahallesi batısında, batı kesimini Abant Gölünü geçerek Sarıyerçalı Tepe güneyinde sonlandırır (Şekil 3.2.b). Herece (2005)'ye göre kırığın doğu kesimi Ulumelen doğusu ile Dadaş mahallesi batısında sonlanırken batı kesimi Abant gölünü geçerek Sarıyerçalı Tepe güneyinde sönümlenir (Şekil 3.2.b). Kondo vd. (2005) 1944 depremi yüzey kırığını 180 km olarak tanımlarken Ayhan ve Koçyiğit (2010) ise 1944 deprem yüzey kırığını Gerede Fay Zonu içerisinde tanımlayarak kırılanmanın Osmangöl (Bayramören doğusu) ve Güney (Abant gölü batısı) kasabası arasında olduğu görüşündedir (Şekil 3.2.c, 3.2.d). Araştırmacılara göre deprem kırık uzunluğu 195 km olmalıdır.



Şekil 3.2 1944 deprem segmentinin uzanımı boyunca farklı araştırmacıların önerdikleri segment dağılımı (a. Demirtaş 2000, b. Herece 2005, c. Kondo vd. 2005, d. Ayhan ve Koçyiğit 2010)

1 Şubat 1944 Bolu-Gerede depreminin episantırının konumlandırılması farklıdır. Dewey (1976), Jackson ve McKenzie (1988)'ye göre depremin episantırı Bayramören'in kuzeyinde yer almış olmalıdır. Ambraseys ve Jackson (1998) episantırın yerini İsmetpaşa civarı olarak işaret ederken Ambraseys ve Zapotek (1969) ise Bayramören-İsmetpaşa arasında görüşünü bildirir. Depremin Gerede'de oluşturduğu tahribat göz önüne alınarak episantırı Gerede merkezinde yer aldığını belirten görüşlerde vardır (Ergin vd. 1966, Ayhan ve Koçyiğit 2010).

1944 depreminin büyüklüğü (M) 7.3 ile 7.74 arasında değişen değerlerle ifade edilir. Allen (1969, 1975) ve Ambraseys (1970) deprem büyüklüğünü (M) 7.6, Dewey (1976) sismogram kayıtlarına göre büyüklüğü (Ms) 7.3 olarak öngörür. Barka (1996) deneysel veriler (emprical magnitude-slip relation) ile büyüklüğün (Mw) 7.4 olduğu sonucuna varmıştır. Ayhan ve Koçyiğit (2010) ise jeodezik moment büyüklük esasına göre bu deprem büyüklüğünü (Mw) 7.74 olarak hesaplar. Jackson ve McKenzie (1988)'ye göre depremin fay düzlemi çözümü saf sağ yanal doğrultu atımlı karakterdedir.

1944 depremi ile birlikte oluşan yüzey kırılanmalarının gösterdiği yatay yer değiştirme miktarları jeolojik verilere göre 1.5 m ile 6.5 m arasında değişirken jeodezik verilere göre 7.41 m kadar ulaşmakta ve düşey yer değiştirme miktarı ise 0.3 m ile 1 m arasında değişmektedir (Ketin 1957, Taşman 1944, Ketin 1969, Allen 1969, Ambreseys 1970, Öztürk vd. 1985, Wells ve Coppersmith 1994, Barka 1996, Sugai vd. 1999, Demirtaş 2000, Kondo vd. 2005, Herece 2005, Ayhan ve Koçyiğit 2010). Ayrıca kırığın kopma genişliği 20 km olarak tahmin edilirken kopma alanı ise 3600 km² olarak ifade edilmektedir (Wells ve Coppersmith 1994).

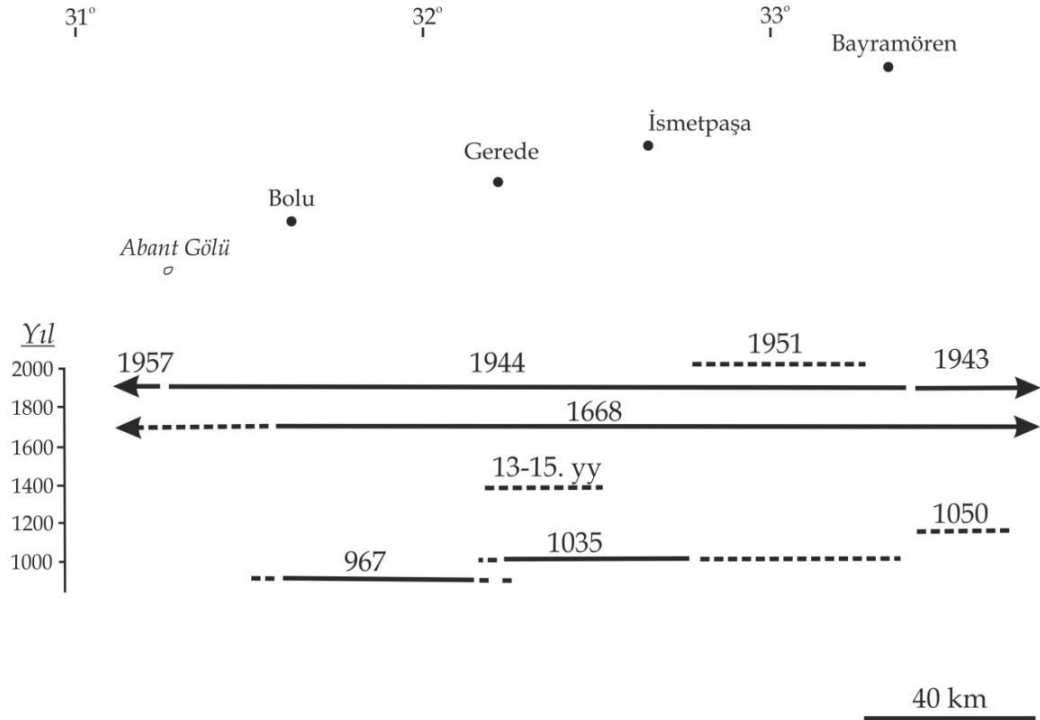
Herece (2005) 1944 segmenti boyunca Gerede çayının bugünkü konumunu göz önüne alarak KAFZ'deki toplam atım miktarını 50-65 km hesaplar. Segment boyunca litolojilerin yüzeyleme konumu göz önüne alındığında ise KAFZ'nin toplam atım miktarı 43-48 km olarak hesaplanmıştır (Herece 2005, Ayhan ve Koçyiğit 2010).

Gerede doğusundaki fayın yıllık kayma hızı 20 ± 4 mm/yıl, batı kesim için bu değer sismik verilerden 16 mm/yıl olarak öngörülür (Herece 2005, Ayhan ve Koçyiğit 2010).

KAFZ boyunca elde edilen GPS ölçümleri ise kayma hızını 24 ± 1 mm/yıl olarak sunar (McClusky vd. 2000).

KAFZ'nin batı kesiminin sismolojik katman kalınlığı (locking depth) ve kabuk kalınlığı 17 km (Özalaybey vd. 2002) ve 31 ± 2 km (Zor vd. 2006) olarak belirlenmiştir. 1 Şubat 1944 depreminin derinlik hesaplamaları 15 ile 21.6 km arasında değişmektedir (Jackson ve McKenzie 1988, Nakiboğlu vd. 1998, Meade vd. 2002, Koçyiğit vd. 2006, Reiliger vd. 2006, Ayhan ve Koçyiğit 2010).

1944 deprem kırığına yönelik çalışmalarda çok fazla adlamalar ve bölümlenmeler göze çarpmaktadır. Demirtaş (2000) 1944 kırığını Gerede segmenti (sismik segment) olarak adlandırarak bu segmenti 6 fay takımı (Gerede-Yeniçağ, Yeniçağ-Bolu, Bolu, Bolu-Mengen, Bolu-Abant Gölü, Abant Gölü-Taşkesti fay takımları) adlaması ile incelemiştir (Şekil 3.2.a). Herece (2005) ise Bolu-Gerede depremi olarak belirttiği 1944 depremi yüzey kırığını batıdan doğuya doğru Dereceviran, Gerede, Kapaklı, Güvem, Ulumelen segmentleri olarak bölmeler (Şekil 3.2.b).



Şekil 3.3 1944 deprem kırığı öncesinde ve sonrasında gelişen depremlerin tarihleri ve kırık uzanımları (Kondo vd. 2005, Herece ve Akay 2003'den derlenmiştir)

Kondo vd. (2005) ise aynı depremin izini kayma dağılımını, fay basamak üzerlemesini ve bükülmelemleri kullanarak batıdan doğuya Bolu, Yeniçağa, Gerede, İsmetpaşa, Bayramören segmentlerine ayırır (Şekil 3.2.c). Araştırmacılar segment bölümlerinde bu kesimde meydana gelmiş 967, 1035, 1050 tarihsel depremlerini de göz önünde bulundurmuşlardır (Şekil 3.3).

1944 deprem segmenti boyunca yapılmış olan çalışmalarda segment için farklı deprem tekrarlanma aralıkları önerilir (Demirtaş 2000, Herece 2001, 2005, Okumura vd. 2002, Kondo vd. 2010, Ayhan ve Koçyiğit 2010). Demirtaş (2000) tarafından 1944 segmentinin batı kesimi için depremlerin tekrarlanma periyodu 200-779 yıl olarak hesaplanmıştır. Herece (2001, 2005) Bizans döneminden kalma köprülerdeki öteleme miktarlarını kullanarak deprem tekrarlanma periyodunu 355 ± 84 yıl olarak ifade ederken Okumura vd. (2002) ise paleosismolojik çalışmalar sonucunda 250-300 yıl deprem tekrarlanma periyodu önerir. Kondo vd. (2010) radyometrik yaş verilerinden deprem tekrarlanma periyodunu 330 yıl, Ayhan ve Koçyiğit (2010) ise jeodezik verilere göre 232 ± 25 , jeolojik verilere göre 266 ± 35 yıl deprem tekrarlanma periyodu öngörmüşlerdir.

3.2 Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi

Sismik veriler, tarihsel ve aletsel dönem olmak üzere iki kısımda irdelenir. Türkiye’de aletsel döneme ait verilerin elde edilmesi 1900’lü yıllardan sonra deprem istasyonlarının kurulması ile başlar. Tarihsel dönem deprem kayıtları ise farklı kaynakları temel alan kataloglardan (Sipahioğlu 1984, Ambraseys ve Finikel 1998, Ambraseys 2009) ve paleosismoloji çalışmalarından elde edilmektedir. Bu kapsamda depremlerin detaylı bir şekilde incelenmesi, bir bölgedeki depremlerin tekrarlanma aralıklarının belirlenmesi, aktif fayların/fay zonlarının ortaya konulması, mevcut ise bu faylar ile ilgili segmentlerin ayırt edilmesi ve olası deprem modellerinin yapılması oldukça önemlidir. KAFZ’nin bu çalışmaya konu olan kesiminin tarihsel ve aletsel dönemde çok sayıda deprem oluşumuna ev sahipliği yaptığı çeşitli çalışmalarla ortaya konulmuştur (Ambraseys ve Finikel 1988, Ikeda vd. 1991, Okumura vd. 1994, Özaksoy vd. 1998, Demirtaş 2000, Kondo vd. 2005, Ambraseys 2009).

2 Eylül 967 Bolu depremi, Bolu (Cladiapolis Galatica) ve Çorum arasında kalan kesimde meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finikel 1988, Kondo vd. 2005, Ambraseys 2009). Gece saatlerinde meydana gelen depremle Bolu'nun tamamen yıkıldığı ve Bolu sakinlerinin hayatını kaybettiği belirtilmektedir.

? Mayıs 1035 Gerede depremi, Gerede-Çerkeş arasında bir bölgeyi etkilemiştir. Bayındır-Hamamlı arasında büyük yüzey kırığı meydana getirdiği bölgede büyük hasara neden olduğu belirtilmektedir (Ambraseys ve Finikel 1988, Okumura vd. 2003, Ambraseys 2009).

4 Ağustos 1050 depremi, Tosya-Çankırı'nın hasar görmesine neden olan büyük bir deprem meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finikel 1998, Ambraseys 2009). Depremde büyük yüzey kırıklarının oluştuğu, sıcak su çıkışları ile geniş alanları su bastığı, tahta binaların ve manastırların çöktüğü belirtilmektedir.

17 Ağustos 1668 Anadolu depremi, Kuzey Anadolu'nun büyük kesimini etkileyen en yıkıcı ve en büyük depremi olarak kayıtlarda yer alır (Ambraseys 1970, Ambraseys ve Finikel 1988, Ambraseys 2009). Depremi şiddeti VII-VIII olarak değerlendirilmiştir (Sipahioğlu 1984, Demirtaş 2000). Depremle Bolu'dan Tokat'a kadar olan genişçe bir alanın etkilendiği ifade edilmektedir.

18 Temmuz 1794 Çankırı depremi, Amasya, Hendek ve Havzayı etkilemiştir. Kayıtlar bu depremle Çorum'da önemli göç meydana geldiğini belirtmektedir (Ambraseys 2009).

9 Mart 1844, 28 Eylül 1881, 29 Aralık 1881 ve 22 Nisan 1888 Çankırı depremleri, Çankırı ve çevresini etkilemiştir. Bölgedeki bu depremler ciddi hasarlara yol açmıştır (Ambraseys 2009).

Bu depremlerin dışında segment boyunca meydana gelen 7.-8. yy (Okumura vd. 2003) ile 13.-15. yy (Kondo vd. 2005) depremlerinden de bahsedilir.

Aletsel dönem kayıtları 1900’lü yıllardan günümüze kadar olan süreci kapsamaktadır. 1900-1970 yılları arasında bir kaç deprem istasyonundan elde edilen sismik verilere dayandırılarak yapılan yorumlar, 1970’li yıllardan sonra artan istasyon verileri daha da detaylı veri elde edilmesine olanak sağlamıştır. Bunlardan;

09 Mart 1902 Çankırı depremi, merkez üstü Korgun yakınlarıdır. Saat 07.46 meydana gelen deprem ve artçı şokları Çankırı ve yakın çevresinde önemli düzeyde hasara neden olmuştur. Deprem sonrası Çankırı merkezinde 3000 evin tamamen yıkıldığı, 4 kişinin hayatını kaybettiği ve 100 kişinin yaralandığı kaydedilmiştir. Sarsıntı Amasya-Ladik ve Bolu’yu da kapsayan kesimlerde hissedilmiştir (Ambraseys 1998).

01 Şubat 1944 Bolu-Gerede depremi, saat 03:22:40’da meydana gelmiş ve büyüklüğü (Ms) 7.3 (Ambraseys 1988), (Ms) 7.4 (Ergin 1966, Gençoğlu vd. 1990), (Ms) 7.2 (KOERI 2015) olarak hesaplanmıştır. Depremin etkidiği alan boyunca 180-195 km arası yüzey faylanması bahsedilir (Ambraseys 1970, Öztürk 1985, Ayhan ve Koçyiğit 2010). Deprem, önemli can kaybı ve yapısal hasara neden olmuştur (Ambraseys 1988). Taşman (1944)’a göre depremde 7.000 kişi hayatını kaybetmiş, 23.000’den fazla yapı ağır hasara uğramıştır. AFAD (2015) verileri 3.959 kişinin hayatını kaybettiğini, 1.182 kişinin yaralandığını ve 20.865 yapının hasara uğradığına işaret etmektedir.

13 Ağustos 1951 Kurşunlu depremi, Ambraseys (1988) tarafından Gerede-Ilgaz depremi olarak tanımlanır. Büyüklüğü (Ms) 6.9 olan bu depremle Gerede-Ilgaz arasında yer alan birçok yerleşim yeri ve taşıt yolları hasara uğramıştır. Kurşunlu çevresi ve Çerkeş’in kuzeyi depremde en çok etkilenen alanlardır. Kuterdem (2005) biri Kurşunlu kuzeyinde diğeri Afşar-Dolaşlar arasında belirlediği yüzey kırıklarına göre 32 km’lik bir süreksizliğin geliştiği yönünde görüş bildiren Eyidoğan vd. (1991) ise faylanmanın 60 km uzunlukta olduğunu belirtir. Deprem kayıtları 52 kişinin hayatını kaybettiğini, 208 kişinin yaralandığını ve 3.354 binada hasar oluştuğunu ortaya koyar (KOERI 2015).

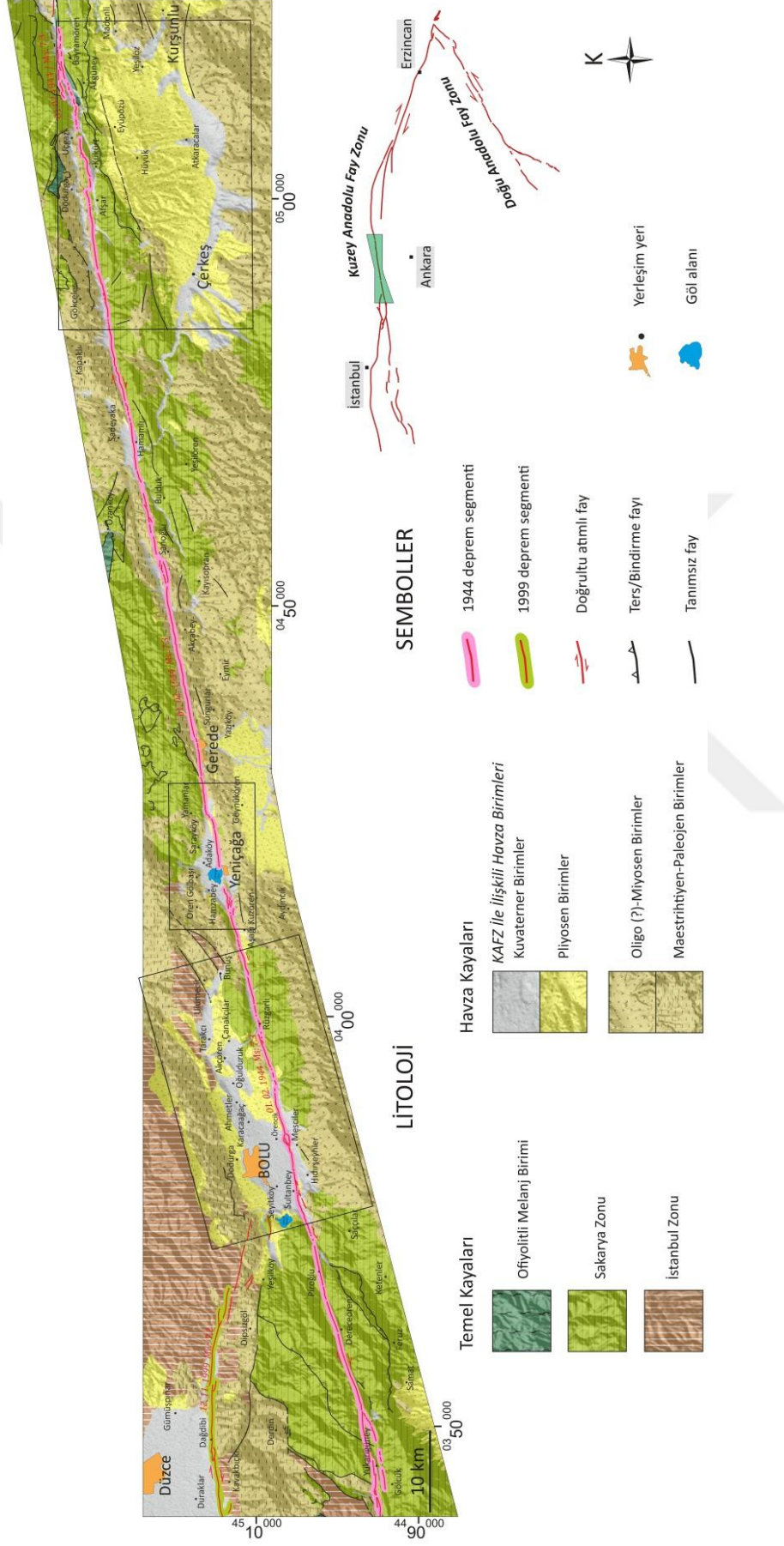
7 Eylül 1953 Kurşunlu depremi, (M) 6 büyüklüğünde olan depremde 2 kişi hayatını kaybetmiştir. 23 bina ise hasara uğramıştır (KOERI 2015).

3.3 Litoloji

Arazi alışmaları ve literatür bilgileri çerçevesinde 1944 deprem segmenti boyunca faylanmaların etkilediği belirlenen ve bölgede yüzeyleyen birimler 4 litoloji grubu altında toplanmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru (1) İstanbul Zonu, (2) Sakarya Zonu, (3) Ofiyolit/Ofiyolitli melanj birimi, (4) Havza birimleridir. Havza birimleri Maastrichtiyen-Paleojen birimi, Oligo (?)-Miyosen birimi ve KAFZ ile ilişkili çökeller (Pliyo-Kuvaterner birimi) olarak ayırdımlanmıştır.

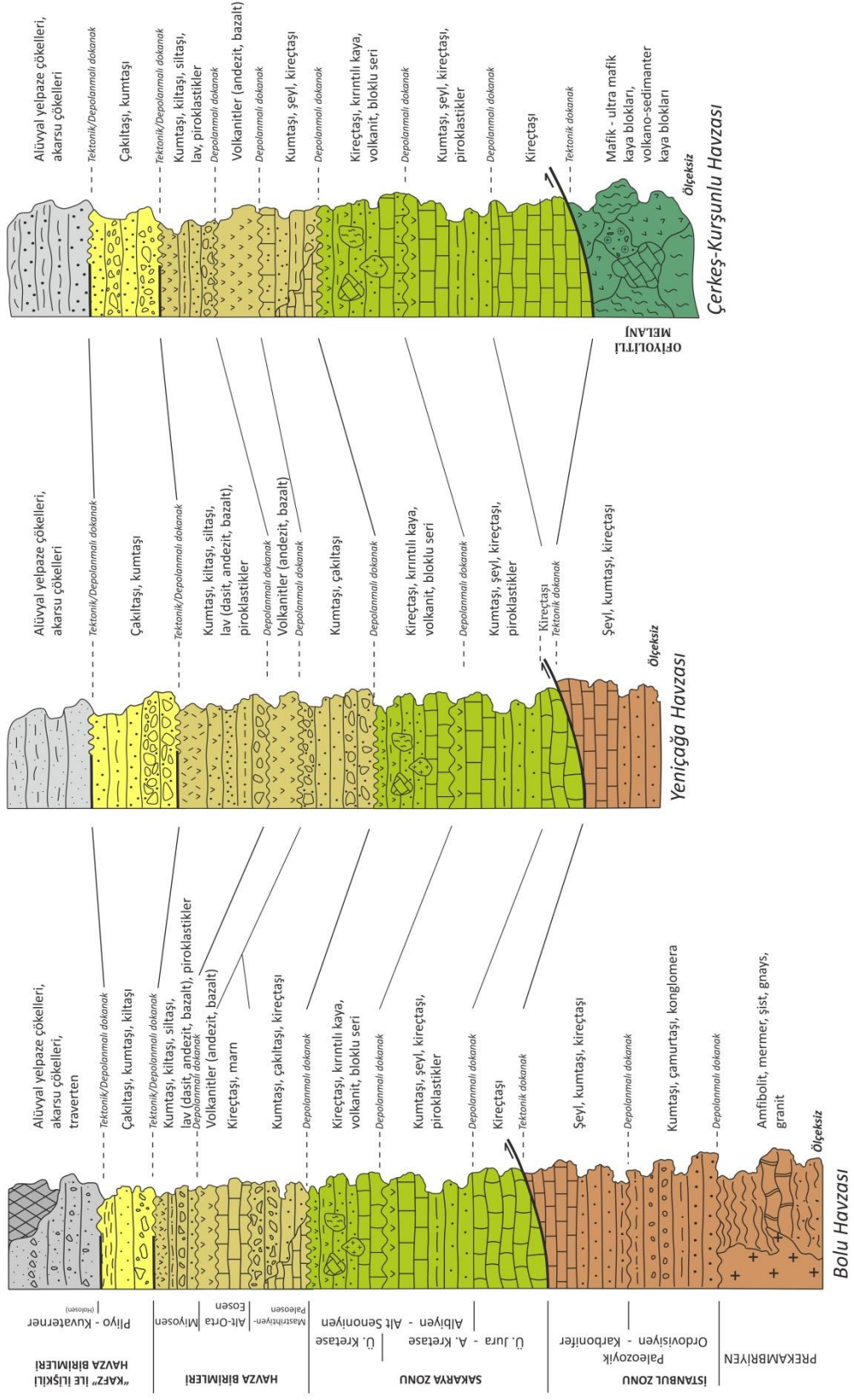
3.3.1 İstanbul Zonu

KAFZ boyunca İstanbul Zonu litoloji grubu, kristalen temel kayalar ve bunu kayaç uyumsuzluğu ile üzerleyen sedimanter ve volkanik kayalar ile temsil olur (şekil 3.4, 3.5). Temel kayaları Prekambriyen yaşlı metamorfitler ile bunlara sokulum yapmış granitoidler oluşturur (Cerit 1990, Ustaömer ve Rogers 1999, Yiğitbaş vd. 2004, Okay 2008). Metamorfitler yaygın amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuş egemen amfibolit gnays ve kuvars feldispat gnays ardalanmasından oluşur. Bu kayalara şist, kuvarsit ve mermer litolojileri de yersel eşlik eder. Cerit (1990)'e göre metamorfitleri düşük dereceli metamorfizma gösteren metavolkanitler (metabazalt, metariyolit, metatf) uyumsuz olarak örter. Kambriyen yaşının öngörüldüğü bu kayalar Yiğitbaş vd. (2004) tarafından Prekambriyen yaşlı Yellice metavolkanikleri olarak haritalanmıştır. Bölgede hem yüksek dereceli hem de düşük dereceli bu metamorfik kayalar granitoid intrüzyonu (Dirgene granitoyidi) tarafından kesilir (Cerit 1990, Yiğitbaş vd. 2004). Granit, granadiyorit, pegmatit ve gabro litolojileri ile temsil olan birimlerden 565 ± 2 ve 576 ± 6 My yaşları alınmıştır (Ustaömer vd. 2005). Bu birimler bölgesel tanımı ile İstanbul Paleozoyiği olarak bilinen Ordovisiyen-Karbonifer yaşlı pasif kıta kenarı çökelleri tarafından örtülür. İstifin tabanı alttaki yüksek dereceli metamorfitler, düşük dereceli metavolkanit ve Dirgene granitoyidinin çakıllarının bulunduğu konglomera ve kumtaşı ile başlar (Cerit 1990).



Şekil 3.4 1944 deprem segmentinin geçtiği kesimin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA haritalarından sadeleştirilerek yeniden çizilmiştir)

Harita içerisindeki çevreli alanlar 1944 deprem segmenti boyunca KAFZ ile ilişkili havzaları sınırlamaktadır



Şekil 3.5 1944 deprem segmenti boyunca Bolu, Yeniçağa ve Çerkeş-Kurşunlu Havzaları ve civarlarının tektono-stratigrafik kesitleri (Sevin vd. 2002, Herece ve Akay 2003, Bilginer vd. 2002'den yararlanılarak oluşturulmuştur)

Ordovisiyen yaşı olarak öngörülen bu birim üste doğru karbonat ve kırıntılı çökeller ile temsil olan Silüriyen-alt-orta Devoniyen yaşlı çökelere geçer (Cerit 1990, Erendil vd. 1991, Herece ve Akay 2003). Yakın zaman çalışmaları İstanbul Zonunun Avalonia ile karşılaştırılabileceğini buradan ayrılarak doğrultu atımlı faylarla günümüz pozisyonuna geldiği yorumları getirilmiştir (Bozkurt vd. 2008, Okay vd. 2008, 2011, Ustaömer vd. 2011). KAFZ dışında İstanbul Zonu sınırlı Mesozoyik çökelimi ile temsil olur (Okay ve Tüysüz 1999). Yalnızca Triyas yaşlı kırıntılı ve karbonat kayaları ile üst Kretase-Paleosen yaşlı klastik, karbonat ve volkanitlerinden bahsedilir. Okay ve Tüysüz (1999) İstanbul Zonu Paleozoyik ve Mesozoyik stratigrafisinin Moesiyeen platformunun Paleozoyik ve Mesozoyik stratigrafisi ile korele edilebileceğini belirtir.

3.3.2 Sakarya Zonu

Zon, bölgesel bazda Sakarya kıtası (Şengör ve Yılmaz 1981) ile Orta ve Doğu Pontidleri kapsar (Şekil 3.4, 3.5). Bu kapsamda Sakarya Zonunu genel anlamda Jura öncesi temel ile bu temeli uyumsuz olarak örten üst Jura-alt Kretase birimleri oluşturur. Jura öncesi temel Hersiniyen kıta birimleri Uludağ metamorfikleri, Kazdağ metamorfikleri ve Karakaya kompleksi olarak gruplandırılır (Okay vd. 1996, Okay 2000, Okay ve Göncüoğlu 2004). Üzerinde farklı görüşlerin bulunduğu Karakaya kompleksi Sakarya Zonu içerisinde geniş yayılımlara sahiptir (Okay ve Göncüoğlu 2004, Pickett ve Robertson 2004, Robertson ve Ustaömer 2012). Paleotetis Okyanusunun yığılma karmaşığı kayaları ile temsil olan birim kısa ömürlü Karakaya denizi ile ilişkilendirilir (Bingöl vd. 1973). Tekeli (1981)'ye göre Karakaya denizi Karboniferde açılmış batıda Geç Triyas, doğuda ise Liyasta kapanmış olmalıdır. İnceleme alanının yaygın litolojilerini oluşturan üst Jura-alt Kretase yaşlı birimler temel kayaları tipik kayaç uyumsuzluğu ile örter. Zonun tipik litolojilerini kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase), kumtaşı, şeyl, aglomera, lav, kırmızı killi kireçtaşı, tüfit (Kretase) (Albiyen-Santoniyen), killi kireçtaşı (Üst Kretase), andezit (Üst Kretase), kireçtaşı, kırıntılı kaya, volkanit ve/veya ofiyolitik kaya bloklu melanaj (Alt Senoniyen) ve granitoid intrüzyonu (Üst Kretase) oluşturur.

3.3.3 Ofiyolit/Ofiyolitli Melanj birimleri

Ofiyolit/ofiyolitli melanj birimi segment boyunca ince, uzamış geometride yer alır. Birim peridotit kütlesi ve/veya özellikle ofiyolit dizisinin farklı litolojilerinin oluşturduğu blok destekli melanj olarak yer alır.

3.3.4 Havza birimleri

KAFZ'nin bu kesimi değişen geometri ve kalınlıklarda havza birimleri içermektedir. Çalışma kapsamında yaygın sedimanter ve volkanik kaya birimleri üç grupta haritalanmıştır. Bunlar Maastrichtiyen-Paleojen birimleri, Oligo(?)-Miyosen birimleri ve KAFZ ile ilişkili havza birimleridir (Şekil 3.4, 3.5).

Maastrichtiyen-Paleojen birimleri egemen olarak sedimanter kayalar (konglomera, marn, kumtaşı, kireçtaşı, silttaşı ve kilaşları) ile temsil olmaktadır (Saner vd. 1980, Sevin vd. 2002) (Şekil 3.4). Tabanda sarı, yeşil renkli orta-kalın tabakalı ve kötü boylanmış çakılları içeren konglomeralar tane destekli ve sıkı tutturulmuştur. Konglomeraların çakılları kuvars, kireçtaşı, metamorfik kaya gibi çeşitli litolojiden türemiştir. Bu seviyenin üzerine bazı kesimlerde ince bir seviye olarak silttaşı, marn ardalanması gelirken en üst seviyelerde genellikle kumtaşı, konglomera ve çamurtaşı litolojileri hakimdir. Bu litolojiler yersel geniş yayılımlarda beyazımsı, yeşilimsi gri renkli dasitik-andezitik lav ile daha az miktarda ince taneli piroklastik birimler ile girişik olarak bulunur.

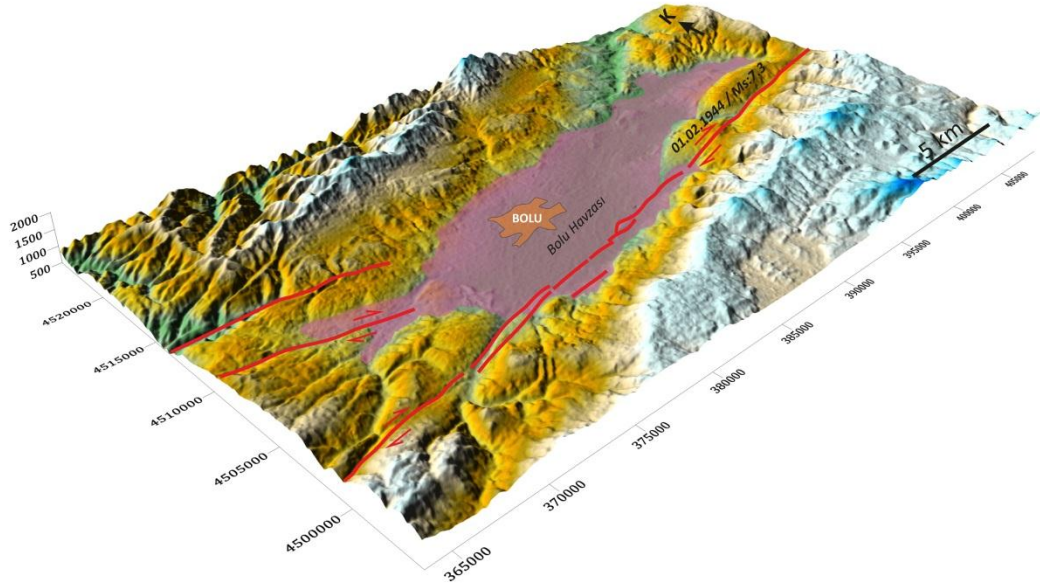
Oligo(?)-Miyosen birimler ise geniş yayılımlara sahip volkanik ve sedimanter kayalar ile temsil olurlar (Şekil 3.4). Sedimanter kayaları egemen olarak kırıntılı kayalar (kumtaşı, konglomera, kilaşı, silttaşı) oluşturur. Kırıntılı kayalara az oranda ince kireçtaşı seviyeleri de eşlik eder. Bu birimler yanal ve düşey yönde bölgedeki volkanitler ile geçişlidir. Volkanitler yaygın piroklastik ve lav karakterlidir. Piroklastik kayalar büyük oranda andezitik ve dasitik tüf, aglomera ve volkanik breşler ile temsil olur. Lavlar ise bazalt, dasit ve andezit türündedir (Saner vd. 1980, Sevin vd. 2002).

3.3.5 KAFZ ile ilişkili havza birimleri

Fay zonu boyunca farklı yayılımda izole mostralar olarak bulunan Pliyo-Kuvaterner litolojiler tipik karasal ortam oluşuklarıdır (Şekil 3.4, 3.5). Kuzey Anadolu Fay Zonunun bu kesiminde zonu oluşturan fayların geometrisi (sıçraması, bükülmesi) bu çökeltilerin oluşumuna olanak sağlamaktadır. Bu çerçevede Bolu, Yeniçağa ve Çerkeş-Kurşunlu havzaları segment boyunca gelişen önemli havzalardır.

3.3.5.1 Bolu Havzası

KAFZ boyunca 1944 depremi yüzey kırığı etkisi içerisinde yer alan Bolu havzası geometrisi itibarıyla 1-9 km genişliğe ve 35 km uzunluğa sahiptir (Demirtaş 2000, Herece 2005) (Şekil 3.6, 3.7). KD-GB yönelime sahip havzanın güney kesimi belirgin morfolojik farklılık gösterir (Şengör vd. 2004). Bu kesim aynı zamanda 1944 deprem kırığının geçtiği kesimdir. Havzanın kuzey kesimi ise faylanma açısından nispeten daha belirsiz topoğrafya sunar.



Şekil 3.6 Bolu havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökelti alanlarını göstermektedir

Havzanın oluşumu ile ilgili literatürde farklı görüşler yer almaktadır. Bolu havzası Şengör vd. (2004) göre Düzce Fayı ile güneydeki ana fay arasında, Gökten vd. (2011) göre ise Erken Pleyistosen döneminden beri KAFZ'nin ana kolu ile kuzeydeki kenar fayları arasında açılan bir çek-ayır havzadır. Demirtaş (2000) Bolu havzasını melez bir havza olarak tanımlar. Araştırmacıya göre havza KKD-GGB yönelimli sıkışma rejimi etkisinde (Alt-Orta Eosen) açılmaya başlamıştır. Neotektonik dönemde ise havza KB-GD yönlü sıkışma etkisi altındadır ve havzanın kuzey kenarındaki GD'ya eğimli normal faylar boyunca açılmaya başlamıştır. İlerleyen süreçte KAFZ denetimindeki havzanın güney tarafı doğuya hareket ederken bu hareketlere bağlı olarak havzanın kuzey tarafı ise güney tarafı üzerine bindirir ve saat yönünde dönme hareketi ile Bolu havzasının açılması tamamlanır (Demirtaş 2000).



Şekil 3.7 Bolu havzasının genel görünümü

Bolu havzasının temel kayalarını bölgede geniş yayılımları olan İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu kayaları ile Maastrichtiyen-Miyosen yaşlı önceki havza birimleri oluşturur

(Şekil 3.5, 3.6). Bölgedeki İstanbul Zonu kayaları Prekambriyen yaşlı amfibolit, mermer, şist, gnays türü metamorfik kayalar ve granit sokulumları ile karakterize olur. Bu kayaları yine aynı zona ait kumtaşı, çamurtaşı, konglomera (Alt Ordovisiyen) türü kırıntılı birimler uyumsuz (nankonformiti) olarak örter. Bu birimler üzerinde yine uyumsuz dokanakla şeyl, kumtaşı, kireçtaşı birimleri (Devoniyen-Alt Karbonifer) gelir. Sakarya Zonu kayaları, İstanbul Zonuna ait bu birimleri tektonik olarak üzerler. Sakarya Zonu tabanda üst Jura-alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile başlar, üstte kumtaşı şeyl, kireçtaşı, tüfit ve yer yer ofiyolitik melanja ait kaya parçaları içeren birimler (Kretase) olarak devam eder. İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu kayalarını Maestrihtiyen-Paleosen çökelleri (kumtaşı, çakıltaşı) ile üstte Miyosen yaşlı volkano-sedimanter birimlerce örtülür.

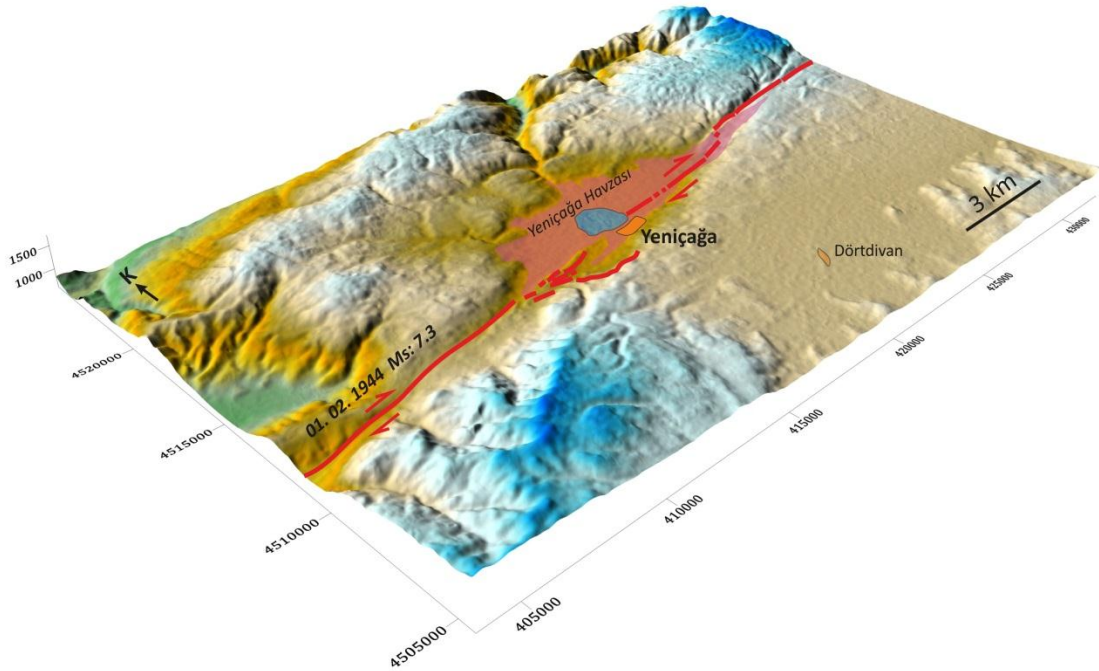
Pliyo-Kuvaterner birimleri KAFZ'nin gelişimi ile ilişkili olup önceki litolojileri depolanmalı ve tektonik dokanak ilişkileri ile üzerler. Pliyosen yaşlı çökeller, havza kenarlarında alüvyon yelpaze çökelleri ve yamaç molozundan oluşan gevşek tutturulmamış kötü boylanmalı ve köşeli tanelerden oluşan konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ile karakterize olurken havzanın orta kesimleri ise tane boyu düşük kırıntılı kayalar yer alır (Şekil 3.5). Havzanın bu kesimleri büyük oranda gölsel ve akarsu çökelleri ile temsil olmakta ve birbirlerine geçişler göstermektedir. Bolu havzasının güncel çökelleri ise tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil litolojili alüviyal yelpaze depoları ile Büyüksu nehrinin tutturulmamış ve/veya az tutturulmuş çakıl, kum depolanmaları ile temsil olur. Havza kenarının bazı kesimlerinde traverten oluşumları bulunmaktadır. KAFZ ile ilişkili olduğu bilinen bu travertenlerden (Çepni ve Gölköy travertenleri) alınan radyometrik yaş verileri havzanın 300.000 yıldan daha yaşlı olduğunu göstermektedir (Gökten vd. 2011).

3.3.5.2 Yeniçağa Havzası

Yeniçağa havzası daha doğuda ve KAFZ'nin kontrolünde gelişmiş ve doğrultu atım fay sistemini belirten tipik çöküntü alanıdır. 1944 deprem kırığı havzanın güney kesimini sınırlar (Şekil 3.8, 3.9). Havza, geometrisi 1-5 km genişlikte, yaklaşık 13 km uzunlukta ve KD-GB yönelimlidir. Bugünkü göl alanı önceki konumuna göre batıdan doğuya bir

göçü işaret etmektedir. Şengör vd. (1985)'e göre Yeniçağ havzası KAFZ'nin çatallandığı kesimdeki genişlemeli fay kaması havzasıdır.

Demirtaş (2000) havzanın oluşumunun üç şekilde açıklanabileceğini ifade eder. Buna göre; (1) Yeniçağ havzası KAFZ ve Bolu-Mengen fayı arasındaki kamanın göreceli hareketi sonucu kamanın doğusunda açılmış olabilir. (2) Şaroğlu vd. (1995)'nin belirttiği gibi havza kuzeydeki drenajın güneyde yer alan fay tarafından sedlenmesi sonucunda şekillenmiş bugünkü Yeniçağ gölü meydana gelmiş olabilir. (3) Yeniçağ havzası bu iki mekanizmanın birlikte işlemesi ile oluşmuş olabilir. Arca (2004) ise Yeniçağ havzasını Gerede Fay Zonu tarafından etkilenen doğrultu atım fay kaması havzası olarak yorumlar. Arca (2004)'ya göre Yeniçağ havzası çok sayıda yanıl ve verev atımlı faylar (Gerede fay zonu, Aşağı Kuldun fayı, Yukarı Kuldun fay seti, Doğancı fayı, Şahanlar fay seti, Aksu fayı, Eroğlu fayı, Çağ fayı, Yamanlar fayı, İzmirli fay seti, Sarayçalı fayı, Değirmen fay seti ve Hamzabey fay seti) tarafından sınırlanır.



Şekil 3.8 Yeniçağ havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökeltim alanlarını göstermektedir

Havzanın temel kayaları Bolu havzasına benzer şekilde İstanbul ve Sakarya Zonu kayaları ile havza birimleri olarak tanımladığımız Maastrichtiyen-Miyosen litolojileri oluşturur (Şekil 3.4, 3.5). Ancak litoloji yayılımları yönünden belirgin farklılık sunmaktadır. Bölgenin en yaşlı litolojisini sınırlı yayılımlı İstanbul Zonunun şeyl, kumtaşı, kireçtaşı birimleri (Devoniyen-Alt Karbonifer) oluşturur. Bu birimler Sakarya Zonunun üst Jura-alt Kretase yaşlı kireçtaşı litolojileri ile tektonik ilişkilidir. Kireçtaşları üstte Üst Kretase yaşlı kireçtaşı, kırıntılı kayalar ile ofiyolitik melajdan türeme parçaların oluşturduğu birim tarafından uyumsuz olarak örtülür. Sakarya Zonunun kayaları üstte Bolu havzasına benzer olarak üst Kretase-Paleosen ve Miyosen yaşlı birimlerce örtülür (Şekil 3.5). Bölgedeki Miyosen birimleri Galatya Volkanik Bölgesi litolojileri ile temsil olur.



Şekil 3.9 Yeniçağa havzasının genel görünümü

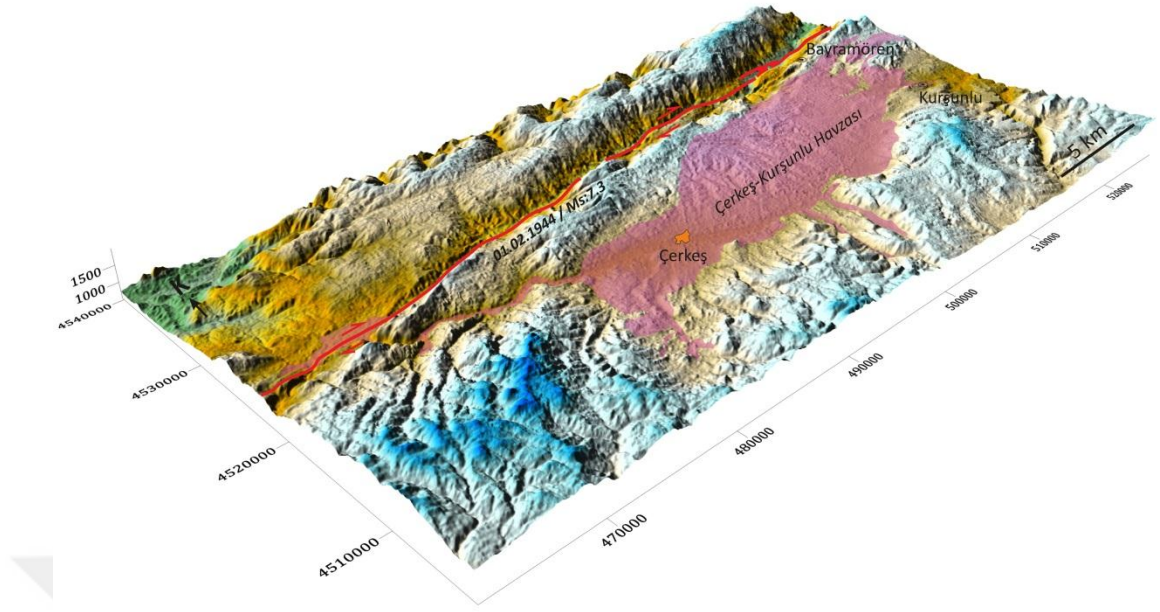
Yeniçağa Havzasının dolgusunun kalınlığına yönelik eş rezistivite çalışmasında kuzey-güney yönlü 2300 m uzunluğundaki kesit havza dolgusunun güney kesimde 350 m, orta kesimde 600 m ve kuzey kesimde 150 m kalınlığa sahip olduğunu ortaya koymaktadır

(Herece 2005). Havza çökellerini alüvyal yelpaze, akarsu ve göl ortamı çökelleri oluşturur (Şekil 3.5). Birbirleri ile yanal ve düşey ilişkiler sunan çökeller genelde zayıf tutturulmuş veya tutturulmamış malzemeler ile temsil olur. Alt kesimlerde konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları yer alır. Yersel çapraz tabakalanma görülür. Bu kırıntılılara yersel traverten oluşumları eşlik eder. Alttaki Miyosen birimlerini (Galatya volkanitleri) uyumsuz olarak örten bu litoloji seviyelerinde elde edilen memeli fosil bulgularına göre Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşı öngörülmüştür (Şaroğlu vd. 1995). Havzanın üst kesimleri gevşek tutturulmuş kırıntılılar ile tutturulmamış çakıl, kum, çamur depoları şeklindedir. Çakıl bileşenleri bölge kayalarından türeme (kireçtaşı, kumtaşı, bazalt, gabro, riyolit) litolojilerdir. Bu çökellere bataklık çökelleri de eşlik eder.

3.3.5.3 Çerkeş-Kurşunlu Havzası

Çerkeş-Kurşunlu havzası 1944 depremine ait yüzey kırığının güney doğu kesiminde yer alır. 1944 deprem segmenti havzanın hemen hemen doğu ucuna kadar uzanır (Şekil 3.10). Yaklaşık 60 km uzunluğa ve 14 km genişliğe sahip havza KD-GB uzanımlı ve mercek şekillidir. Oblik ters faylar havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlandırır (Pınar 1953, Barka 1984, Bellier vd. 1997, Över vd. 1997, Özaksoy 2000, Herece 2005). Kuzeyindeki faylar yaklaşık 35 km uzunlukta ve uzanımları 1944 deprem kırığının uzanımı ile uyumludur (Herece 2005). Güney kesimi ise Çerkeş-Kurşunlu havzası ile Miyosen yaşlı volkanit sınırını oluşturan Uluşu fayıdır (Özaksoy 2000).

Literatürde havzanın Geç Miyosen döneminde dağ arası havza olarak geliştiği ancak Uluşu ve Çerkeş fayları ile çek-ayır havza olarak gelişimini sürdürdüğü görüşüne yer verilir (Barka 1984, Özaksoy 2000). Çerkeş-Kurşunlu havzasının temel kaya litolojisini tektono-stratigrafik dizilimine göre Ofiyolitli melanj kayaları, Sakarya Zonu kayaları, Maastrichtiyen-Miyosen aralığını temsil eden havza kayaları oluşturmaktadır (Şekil 3.4, 3.5). Sakarya Zonu kayaları pek çok alanda farklı boyut ve geometride yüzeyleyen ofiyolitli melanj kayalarını tektonik olarak üzerler. Bazalt ve volkano-sedimanter birimler bu alanda yüzeyleyen melanj kayalarıdır. Bölgede Sakarya Zonu kayaları üst Jura-alt Kretase yaşlı sedimanter ve volkanik kayalar ile temsil olur. Bu birimler arasındaki dokanak ilişkisi çoğu kesimlerde tektoniktir.



Şekil 3.10 Çerkeş-Kurşunlu havzası ve çevresinin sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını göstermektedir

Maastrichtiyen-Paleojen birimleri kumtaşı-şeyl litolojileri ile andezitik ve dasitik karakterli volkanik birimlerden oluşmaktadır. Özellikle Üst Eosen dönemi bölge için volkanizmanın etkin olduğu dönemdir. Miyosen birimler Sakarya Zonu üzerinde geniş yayılımlara sahip Galatya Volkanik Bölgesinin (GVB) volkanik ve sedimanter kayalarını içermektedir. GVB'nin volkanitlerinde elde edilen izotopik yaşlar bölgedeki volkanizmanın farklı evreler içerisinde ve 24-8 My yaş aralığında olduğunu ortaya koymaktadır (Keller vd. 1992, Toprak vd. 1996, Tankut vd. 1998, Adıyaman vd. 2001). Miyosen yaşlı bu birimlerin bir bölümü öncel çalışmalarda Sivricek formasyonu (Barka 1984, Özaksoy 2000) diğer bir bölümü ise Pontus grubu içerisinde Alt Seri (Irrlitz 1972) veya Alt Pontus formasyonu (Barka 1984, Özaksoy 2000) olarak tanımlanmıştır. Buna göre Sivricek formasyonu bazaltik lav ve piroklastikler ile temsil olup alt-üst Miyosen yaşı öngörülmüştür (Wilson vd. 1997). Alt Pontus formasyonu ise marn, kilaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşı birimlerinden oluşmaktadır. Bu birimlere ince seviyeler halinde kömür seviyeleri eşlik eder. Birimin yaşı Pannoniyen (Miyosen-Pliyosen) (Irrlitz 1972), bölgesel korelasyona göre Tortoniyen (Barka 1984) palinolojik bulgulara göre orta-üst Miyosen dir (Benda 1971).

Çerkeş-Kurşunlu havzasının çökelleri ise temel kayaları üzerinde uyumsuz depolanmalı ve faylı dokanak ilişkili olarak yer alır. Havza birimleri egemen olarak alüvyal yelpaze, akarsu, taşkın ovası ve göl çökelleri ile temsil olur. Genel olarak havzanın doğusunda kaba kırıntılılar batı kesiminde ise ince kırıntılılar egemendir. Havzadaki çökel kalınlığı 150-200 m olarak öngörülür (Barka 1984, Herece 2005). Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve gölsel kireçtaşı litolojilerinin ardalanmalı görüldüğü bu birimlere yersel traverten oluşumları da eşlik eder. Kırıntılı birimlerde çapraz tabakalanma ve çakıl yönelmesi gözlenir. Özaksoy (2000)'e göre çakıl yönelimi ölçümleri güneybatı paleoakıntı yönünü işaret etmektedir. Havza içerisindeki birimlerden elde edilen mikro memeli yaşları havzanın yaşını önemli ölçüde sınırlandırmıştır (Ünay ve De Bruijn 1998, Herece 2005). Buna göre memeli yaşları MN-15 (4.0 - 3.4 My), MN-16 (3.4-2.6 My) ve MN-17 (2.6-1.95 My) zonlarına karşılık gelmektedir. Bu bulgular öncel çalışma verileri (Pliyosen-Erken Pleyistosen) ile önemli ölçüde deneştirilebilir (Irritz 1972, Barka 1984, Över vd. 1997, Özaksoy 2000). Şengör vd. (2004)'ne göre havzanın Orta Pliyosen'den daha yaşlı olmaması gerekir. Havzanın bu çökel bölümü öncel çalışmalarda Pontus grubu içerisinde Üst seri (Irritz, 1972), Üst Pontus formasyonu (Barka 1984, Özaksoy 2000) veya Çerkeş formasyonu (Herece 2005) olarak tanımlanmıştır. Havzanın Geç Kuvaterner dönemi çökelleri ise diğer havzalardaki çökelimlerle benzer olarak alüvyal yelpaze çökelleri, akarsu çökelleri ile temsil olur. Bu çökelleri gevşek tutturulmuş konglomera, kumtaşı ile tutturulmamış çakıl, kum ve çamur depolanması oluşturur (Şekil 3.5).

3.4 Yapısal Analiz

Fay zonları önemli ölçüde kabuksal süreçleri kontrol eden yapılardır. Son yıllarda yapılan çalışmalar kabuğu anlamada fay zonlarının yapısal, mekanik ve sıvı akış özelliklerinin tanımlanmasının önemli olduğunu ortaya koyar. Bu kapsamda fay zonlarının doğasını anlamada yapısal analiz çalışmaları öne çıkmaktadır. Yapısal analiz kavramı fay zonunda tanımsal (geometrik), kinematik ve dinamik analiz çalışmalarını kapsamaktadır (Turner ve Weiss 1963, Twiss ve Moores 1992, Marrett ve Peacock 1998). Bu çalışmalarda tanımsal analiz, fay zonunun geometrik özelliklerini faylanma ile oluşan fay çekirdeği ve hasar zonu kesimlerini tanımlar. Kinematik analiz faylanma

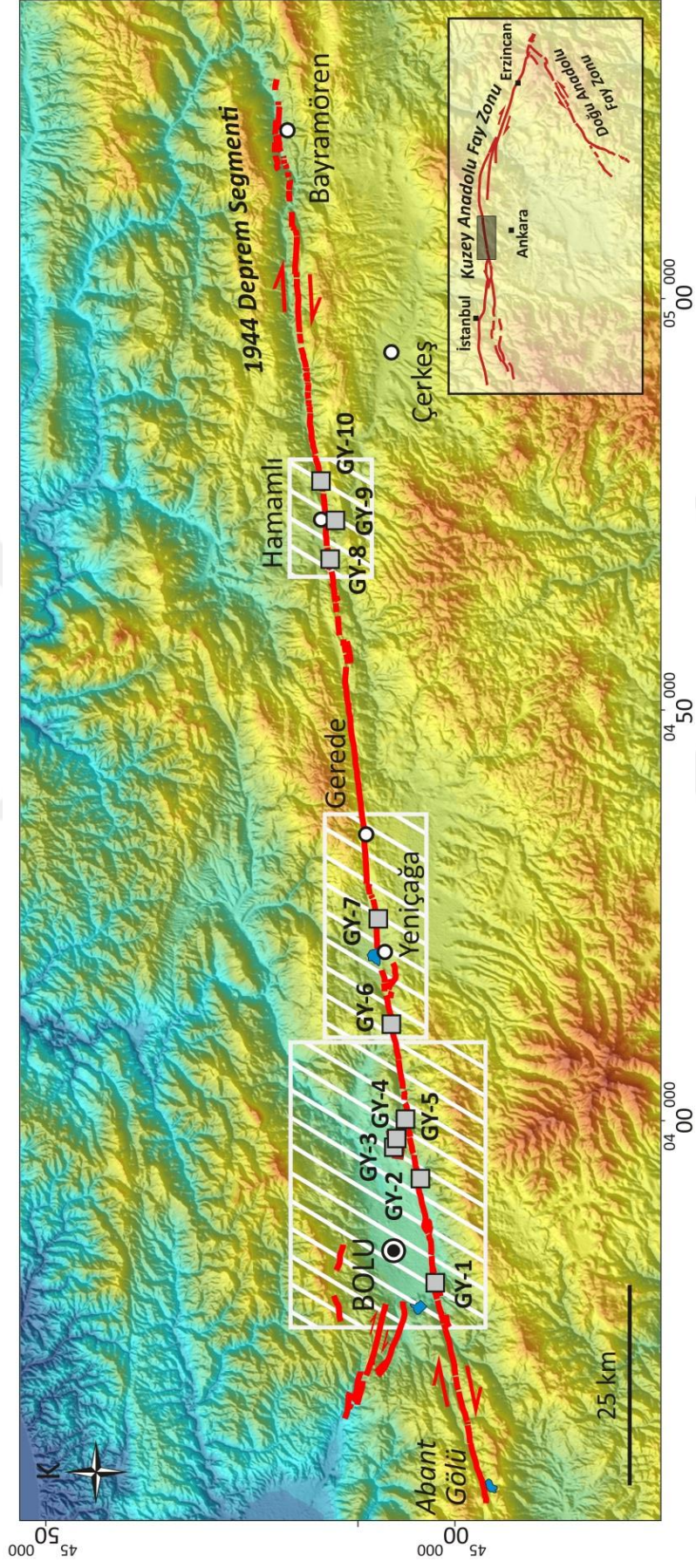
ile oluşan hareketin ve/veya yer değiştirmenin gidişatını ve karakteristiklerini tanımlarken, dinamik analiz faylanmaya neden olan stresler ve bu streslerin deformasyon ile olan ilişkisini ortaya koyar.

3.4.1 Tanımsal analiz

1944 deprem segmenti KAFZ'nin 1 şubat 1944 Bolu-Gerede depreminin meydana getirdiği yüzey kırıklanmaları bölümünü kapsamaktadır. Segment Abant Gölü (Bolu)-Bayramören (Çankırı) arasında yaklaşık 180 km uzanıma sahiptir. KD-GB uzanımlı segment boyunca KAFZ'nin genişliği 25 km ile 35 km arasında değişmektedir. Segment kapsamında KAFZ'nin iç yapısının tipik olduğu üç alanda da haritalama çalışması gerçekleştirilmiştir. Bolu (Sultanbey, Çaygökpınar, Yenicepınar, Bürnük), Yeniçağa ve Hamamlı bölgesi olarak adlandırılan bu alanlar şekil 3.11'de gösterilmektedir.

Segmentin Hamamlı-Bayramören arasındaki bir bölümünde 1 şubat 1944 depremi yüzey faylanmasının geliştiği hat boyunca topoğrafyaya ve bitki örtüsüne bağlı nedenlerden dolayı gözlem yapma olanağı bulunulamamıştır.

Yapısal analiz çalışmaları 1944 depremi ile yüzey faylanmalarının geliştiği hat boyunca ve/veya yakın alanlarında gerçekleştirilmiştir. Segment boyunca kayma düzlemlerinin en belirgin olduğu 10 gözlem yerinde jeolojik, jeomorfolojik gözlemler ve yapısal çalışmalar yapılmıştır. Bu alanlar şekil 3.11'de gözlem yeri (GY) olarak işaretlenmiştir.



Şekil 3.11 1944 deprem segmenti boyunca çalışma alanlarını gösterir harita

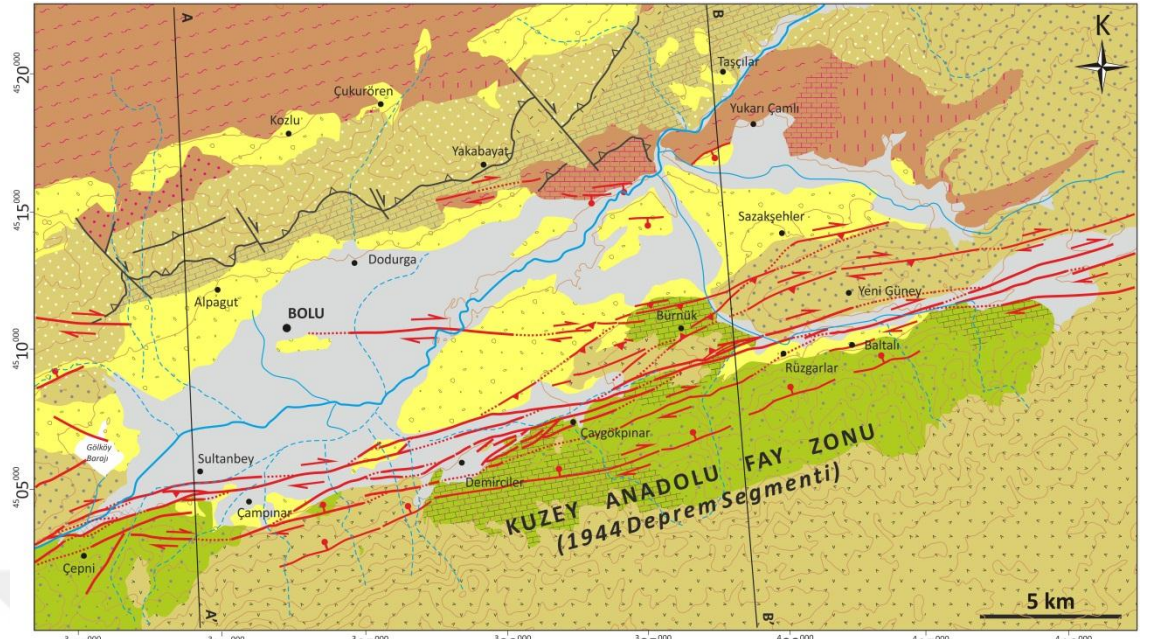
Beyaz çerçeve ile işaretlenen kesimler gözlem alanlarını, gri renkli kareler ise gözlem yerlerini belirtmektedir

3.4.1.1 Bolu Bölgesi

1944 deprem segmentinin yüzey kırılanmasının da geçtiği bu hat KAFZ'nin yapısal özelliklerinin en belirgin gözlemlendiği yerler arasındadır. Bolu havzası fay kontrollü bir havza karakterindedir (Işık vd. 2016). Faylanma etkilerini havzanın genelinde görmekle birlikte güney kesim doğrultu atımlı faylanmanın karakteristik özelliklerini taşımaktadır. Arazi çalışmaları ve uzaktan algılama metodları yardımıyla bölgedeki Kuvaterner-Holosen fayları haritalanmıştır (Şekil 3.12). Fay izlerinin çiziminde litolojilerin kesilmesi, morfolojik yapıların kesilmesi ve gelişimi, kayma düzlemleri ve kataklastik zonların gelişimi dikkate alınmıştır. Fay izlerinin çizimi fayların sönümlendiği veya kesildiği yerlerde bırakılmıştır (Şekil 3.12).

Harita alanındaki aktif faylar (aktif fay, potansiyel aktif fay ve aktif olma kapasiteli fay) Kuvaterner-Holosen dönemi faylarıdır (Şekil 3.12). Fayların tanımlanmasında kesme-kesilme ilişkisi, morfolojik özellikler ve izotopik yaş verileri göz önüne alınmıştır. Fayların egemen doğrultuları $K70^{\circ}$ - 89° D'dur. Eğimleri 63° - 88° aralığında olup büyük oranda kuzeybatı eğim yönüne sahiptirler; az oranda güneydoğu eğimli olanlarda bulunmaktadır. Bir kısım faylar ise D-B ve $K80^{\circ}$ - 87° B doğrultuludur (Şekil 3.12).

Harita alanının güneybatısında sınırlı yüzeylemelerde KD- ve KB-uzanımlı faylarda gözlenmektedir. Fayların yanal uzunlukları yaklaşık 1 km ile 10 km arasında değişmektedir. Bu faylar büyük oranda birbirlerine paralel ya da hemen hemen paralel uzanımdadırlar. Fay izlerinin kavislenmesi, sönümlenmesi diğer bir faya bağlanması veya faylanma sonrası gelişen çökel altında kaybolması belirgin özellikleridir. Bolu havzası temel alındığında harita alanındaki fayları üç bölüme ayırmak mümkündür.



İstanbul Zonu

- Kireçtaşı (Orta Devoniyen-Alt Karbonifer)
- Şeyl, kumtaşı, kireçtaşı (Orta Ordovisyen-Alt Devoniyen)
- Kumtaşı, çamurtaşı, konglomera (Alt Ordovisyen)
- Metamorfittler (Prekambriyen)

Sakarya Zonu

- Kumtaşı, şeyl, kireçtaşı, piroklastikler (Albiyen-Maestrihtiyen)
- Çörtülü killi kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase)

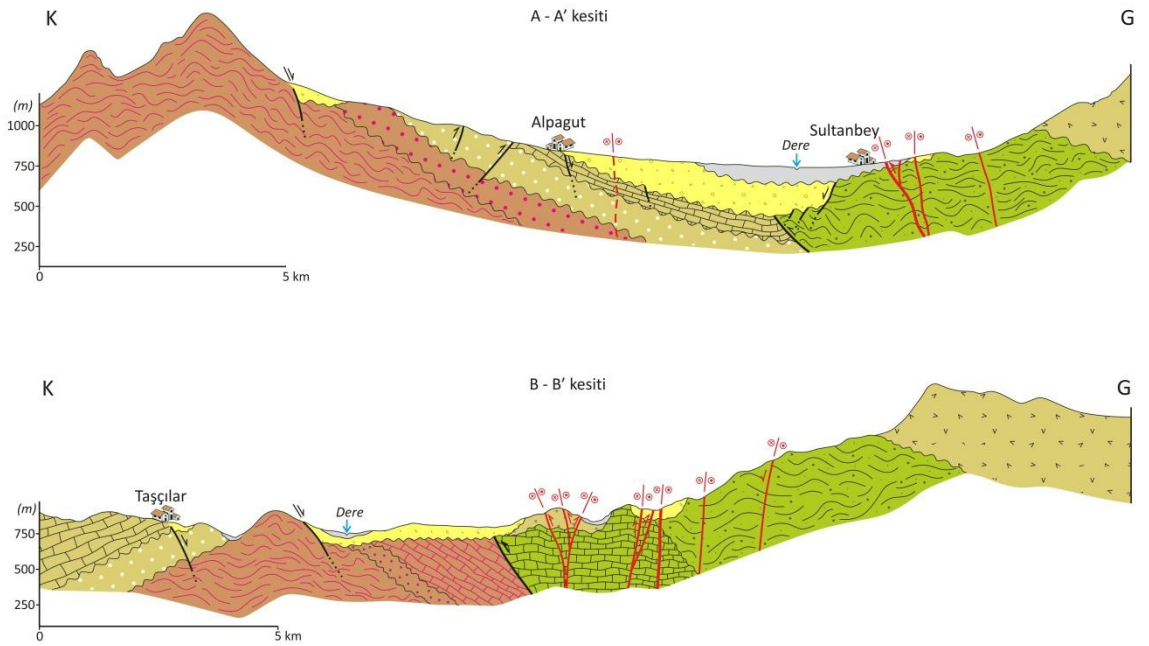
Havza Birimleri

- Volkanik-sedimenter kayalar (Alt-Orta Miyosen)
- Volkanit, Kireçtaşı, marn, (Alt-Orta Eosen)
- Kireçtaşı, şeyl, kumtaşı (Üst Kampaniyen-Alt Eosen)
- Kireçtaşı, kırıntılı kaya, volkanit, bloklı seri (Üst Kretase-Alt Eosen)

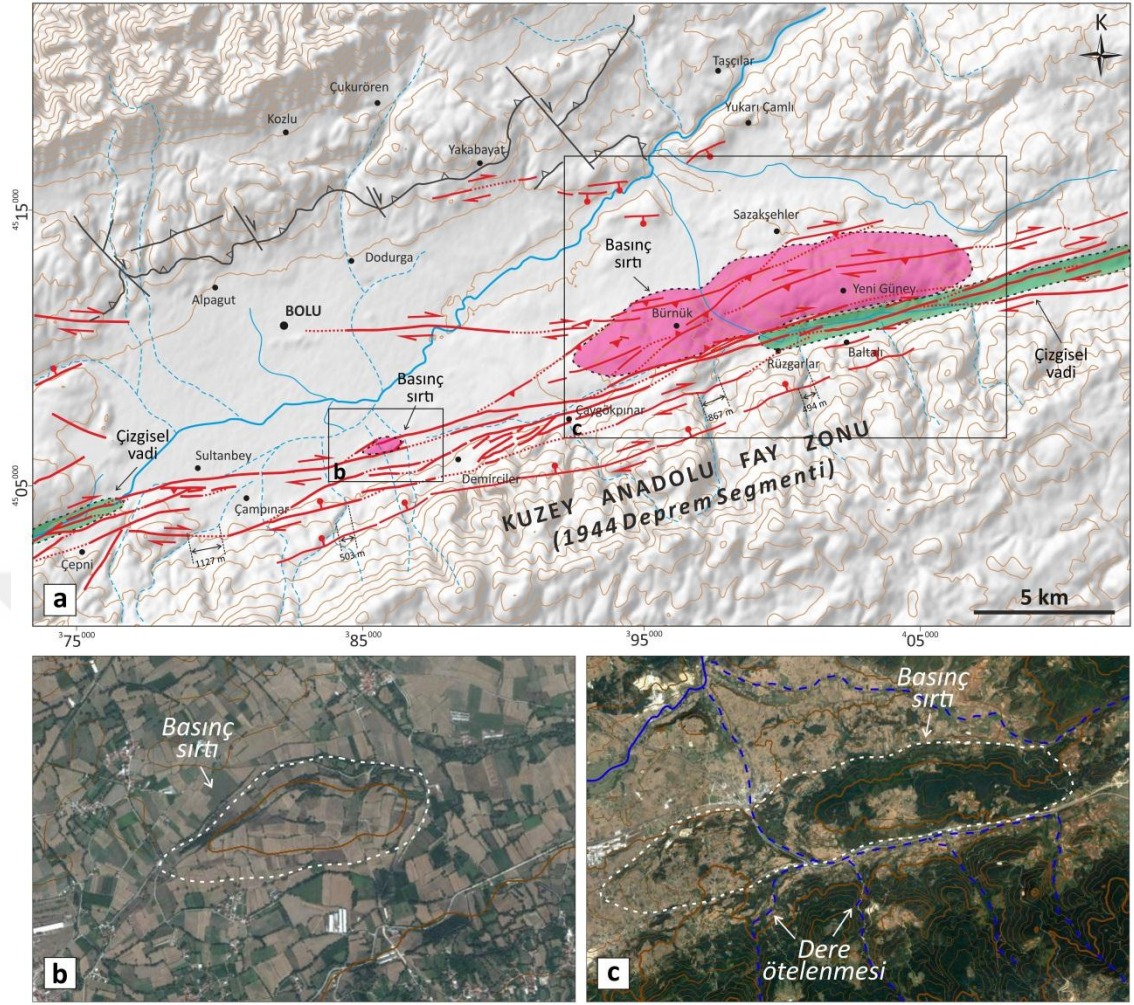
KAFZ ile ilişkili Havza Birimleri

- Alüvyon, alüvyal yelpaze çökelleri, traverten (Kuvaterner)
- Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı (Pliyosen)

- Doğrultu atımlı fay
- Ters bileşenli doğrultu a. f.
- Normal bileşenli doğrultu a. f.
- Ters fay
- Karakterli belirsiz fay
- Olası fay
- Yerleşim yeri
- Dere



Şekil 3.12 Bolu bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesitleri



Şekil 3.13. Bolu bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Basınç sırtı, c. Dere ötelenmeleri ve basınç sırtının Google Earth görüntüsü

Bunlar havzanın kuzey kesim fayları, havzanın orta kesim fayları ve güney kesim faylarıdır. Kuzey ve orta kesim fayları oldukça sınırlı yüzeylemelere sahiptir. Havzanın güneyi ise tipik fay zonuna karakteri oluşturmaktadır (Şekil 3.12). Havzanın kuzeyindeki faylar ve ilişkili fay zonunun sınırlı yüzeylemelerinin temel nedeni; (a) Bolu havzası gelişimini büyük ölçüde güney kesimindeki faylar ile sürdürmüş olabilir. Diğer bir ifade ile havzanın kuzey kesimi sınırlı faylanma ile gelişmiş olabilir. (b) Bolu havzasının gelişimi sırasında bu kesimde gelişmiş faylar daha genç çökeller ile maskelenmiş olabilir. Kesme-kesilme özelliklerine göre havzanın kuzey kesiminde yer alan faylanmalar aktif olma kapasiteli faylar olarak yorumlanmıştır. Bolu Havzasının ortasından geçen ve Bolu yerleşim yerini de etkileyen fay havzanın güneyini sınırlayan

fay zonuna verev konumdadır (Şekil 3.12). Seyitoğlu vd. (2015)'e göre bu fay gelecekte kırılarak havzanın güneyindeki fay zonuna bağlanacaktır.

Bolu Havzasının güneyini sınırlayan fay zonunu KAFZ'nin günümüz aktif ana fayını (main fault/master fault) içermektedir. Aktif faylar büyük ölçüde Holosen ve Kuvaterner çökellerini etkilemiş özelliktedir. Potansiyel aktif ve aktif olma kapasiteli faylar ise Kuvaterner-Pliyosen birimleri ya da Pliyosen öncesi kayalar ile Kuvaterner çökellerinin dokanaklarını oluşturmaktadır. Bu kesimdeki fayların bir kısmı lokal isimler kullanılarak Demirtaş (2000) tarafından adlandırılmıştır.

Çalışma büyük oranda havzanın güney kesimindeki fay zonunda gerçekleştirilmiştir. Bu kesimdeki zonun genel geometrisi saç örgüsü (anastomosing) desenlidir. Arazi gözlemleri ve kayma düzlemi ölçümleri zonun oluşturan fayların doğrultu atımlı, ters ve normal bileşenli doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu ortaya koyar. Yersel olarak verev atım ya da eğim atım karakteri de görülmektedir. Segmentin bu kesiminde yapılan morfolojik incelemeler ise uzamış vadiler, basınç sırtları ve ötelenmiş derelerin varlığını ortaya koyar. Belirlenen özelliklerden basınç sırtları ve çizgisel vadiler zonun daraldığı kesimleri ve sıkışma etkisinin var olduğu bölümleri temsil eder. Bolu bölgesinde segment boyunca sağ yanal dere ötelenmeleri belirlenmiştir. Ölçülen dere ötelenme miktarları 436 m, 494 m, 503 m, 867 m, 1127 m, 1569 m aralığında değişim sunar (Şekil 3.13).

Fay zonunun geliştiği litolojiler gevşek, zayıf pekişmiş havza çökelleri ile sıkışmış temel kayalardır. Fayların etkilediği temel kayalar değişen geometri ve kalınlıklarda fay çekirdeği ve hasar zonunu oluşturmaları göstermektedir. Kataklastik zon olarak tanımlanan bu zonlar özellikle Sultanbey, Çaygökpınar, Yenicepınar ve Büdnük alanlarında karakteristiktir.

Sultanbey gözlem alanı (GY-1) segment üzerindeki oldukça ilginç alanlar arasındadır (Şekil 3.11, 3.14). Geniş yüzeylemeli kayma düzlemi gösteren bu kesimdeki faylanma Demirtaş (2000) tarafından Sultanbey fayı, Herece (2005) tarafından ise Karapınar tepe fayı olarak adlandırılır. Segmentin bu kesiminde Sakarya zonunun üst Jura- alt Kretase

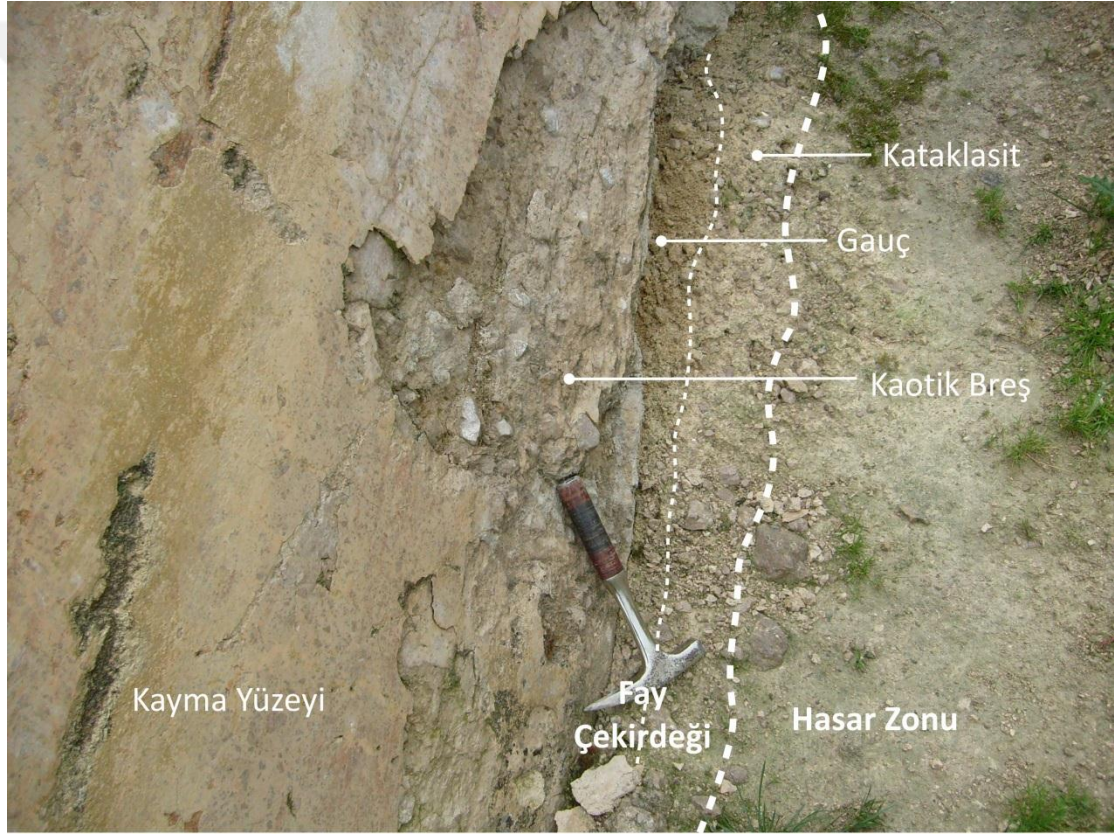
yaşlı kireçtaşı ve kırıntılı kayalarını kesen ana kayma düzlemi K80°-86°D doğrultuda olup kuzeybatıya 72°-82° eğimlidir (Şekil 3.14). Fay düzlemi birkaç metreden onlarca metre uzunluklarda değişen kırılanmalar ile kökensel ilişkiye sahiptir. Kırılanmaların geometrisi buradaki faylanmanın sağ yönlü doğrultu atım karakterinde geliştiğini belirtir.



Şekil 3.14 GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kayma düzleminin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Kayma düzlemini içine alan kataklastik zonun çekirdek kesimi 5-35 cm kalınlıklara ulaşmaktadır. Gauç, kataklasit ve az miktarda kaotik breş, çekirdek kesiminin fay kayası türüdür. Kayma düzlemi üzerinde sıvama şeklinde 3-4 mm kalınlığında sarımsı renkli kohesif gauç ve kataklasit yer alır (Şekil 3.15). Kayma düzlemi fayın karakterini ortaya koyan kinematik belirteçleri barındırmaktadır. V şekilli belirteçler ve basamak yapıları fayın sağ yanal doğrultu atım karakterini gösterir. Kayma düzlemi üzerindeki fay çizgiselliği verrev geometri sunmaktadır.

Hasar zonu bu gözlem yerinde geniş yüzeylemeli breş oluşumları ile temsil olur (Şekil 3.16). Hasar zonunun genişliği onlarca metredir. Zondaki breşler genelde mozayik ve kaotik breş türünde olup daha az oranda kırıklı breş türü görülür. Breşleri oluşturan klastlar köşeli yarı-köşeli taneler halindedir. Boyutları ise 0.2-10 cm arasında değişir. Hasar zonu fay kayası ve yaygın kırılanmaların dışında sıvı döngüsü sonucu oluşan kalsit damarlarını da içerir. Bu damarların bir kısmı kayma düzlemi ile açısız ilişkili olup T kırıklarının yönelimi ile korele edilebilir şekildedir. Bir kısım damarlar gelişigüzel geometridedir. Kalsit çökeliminin bir bölümü breş klastlarına çimento görevi görmektedir.

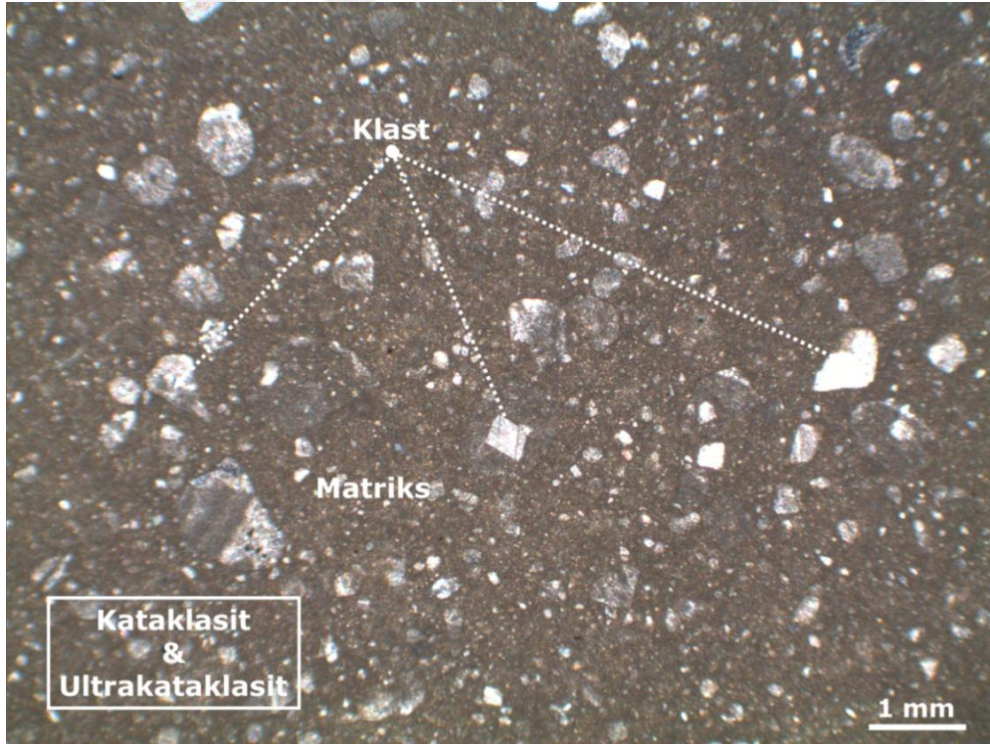


Şekil 3.15 GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kayma düzlemi ve ilişkili kataklastik zonun yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Kataklastit, klast ve matriks olmak üzere iki bileşenden oluşmaktadır (Şekil 3.17). Kayanın hem matriks bileşeni hem de klast bileşeni ana kayanın (rekristalize kireçtaşı) yoğun ezilmesi ve ufalanması sonucu oluşmuştur.

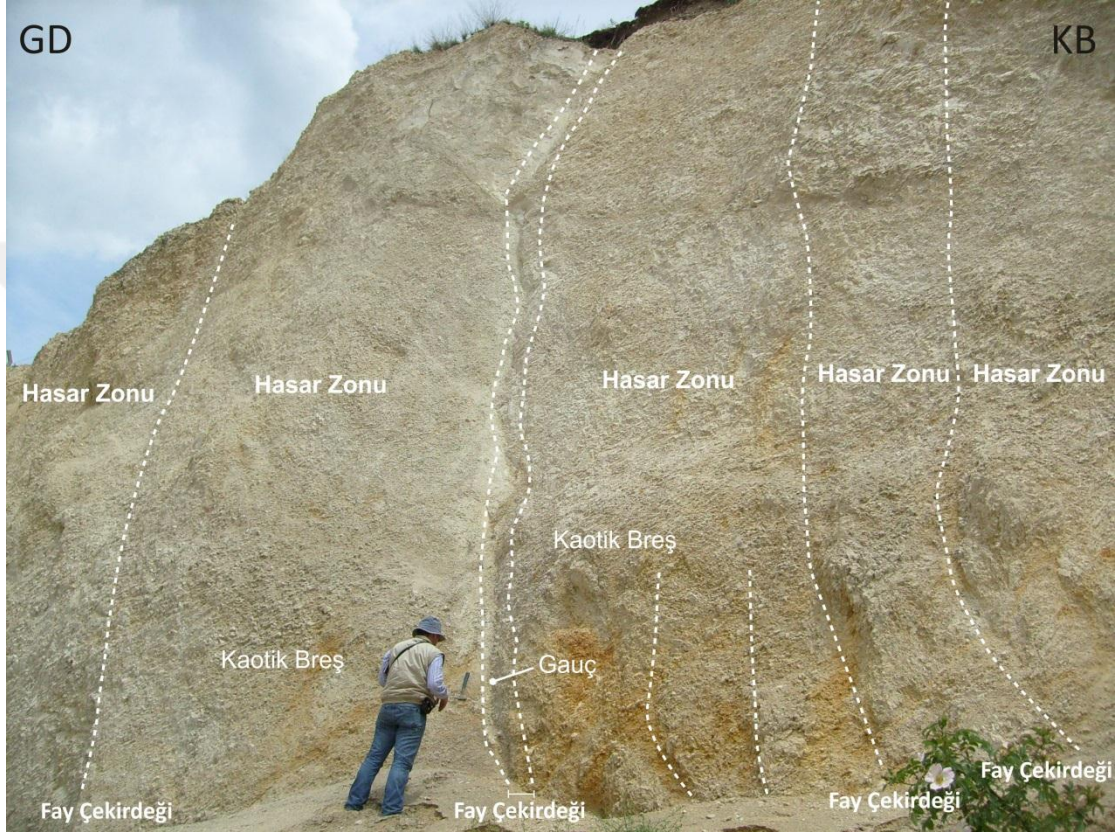


Şekil 3.16 GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) hasar zonu kesiminde yer alan breşlerin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)



Şekil 3.17 GY-1 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastit ve ultrakataklastitin ince kesit görüntüsü

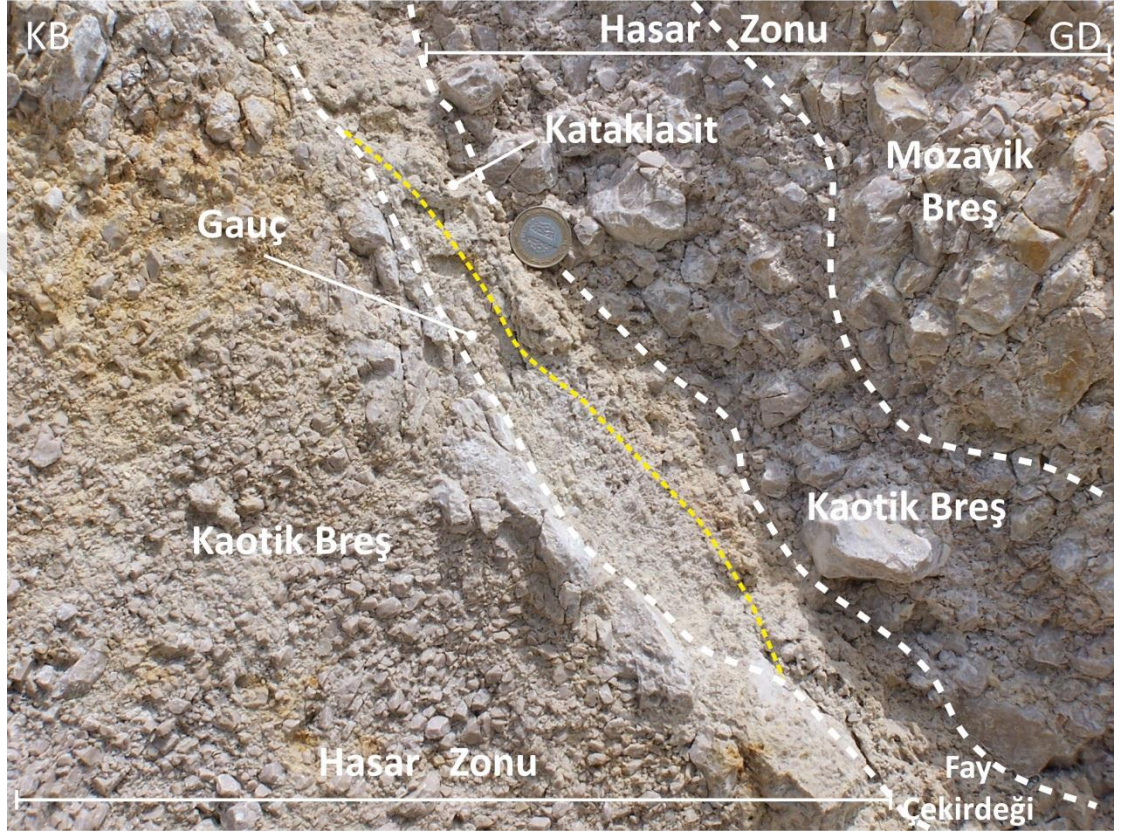
Faylanmanın geometrik özellikleri Çaygökpınar gözlem alanında (GY-2) da belirgindir (Şekil 3.11, 3.12). Demirtaş (2000) buradan geçen fayı Çaygökpınar fayı, Herece (2005) ise Çiğdemtepe fayı olarak adlandırır. Bu alandaki ana faylar Şekil 3.12 olarak verilen haritada gösterilmiştir. Bunun dışında özellikle bölgede açılan taş ocaklarında haritaya aktarılamayacak ölçekte çok sayıda ikincil fay izleri gözlenmiştir.



Şekil 3.18 GY-2 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonların (çoklu fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Gerek ana fay gerekse Riedel kırıkları farklı kalınlık ve geometrilerde kataklastik zon oluşturmaktadırlar. Özellikle taş ocaklarındaki gözlemler çok sayıda fay çekirdekleri ve ilişkili kayma düzlemi gelişimini ortaya koymaktadır (Şekil 3.18). Bu durum faylanmanın tek bir fay çekirdeği boyunca gelişmekten ziyade farklı alanları etkileyip yeni çekirdek oluşturmak suretiyle etkisini sürdürdüğünü gösterir. Kataklastik zonların geliştiği ilksel kayalar bölgede Sakarya zonunun üst Jura- alt Kretase yaşlı kireçtaşlarıdır. Ana fay ve ana fay ile ilişkili ikincil faylar taş ocağında belirgin olarak gözlenmektedir. İkincil faylar ana faya paralel-hemen hemen paralel olup 5-15 m

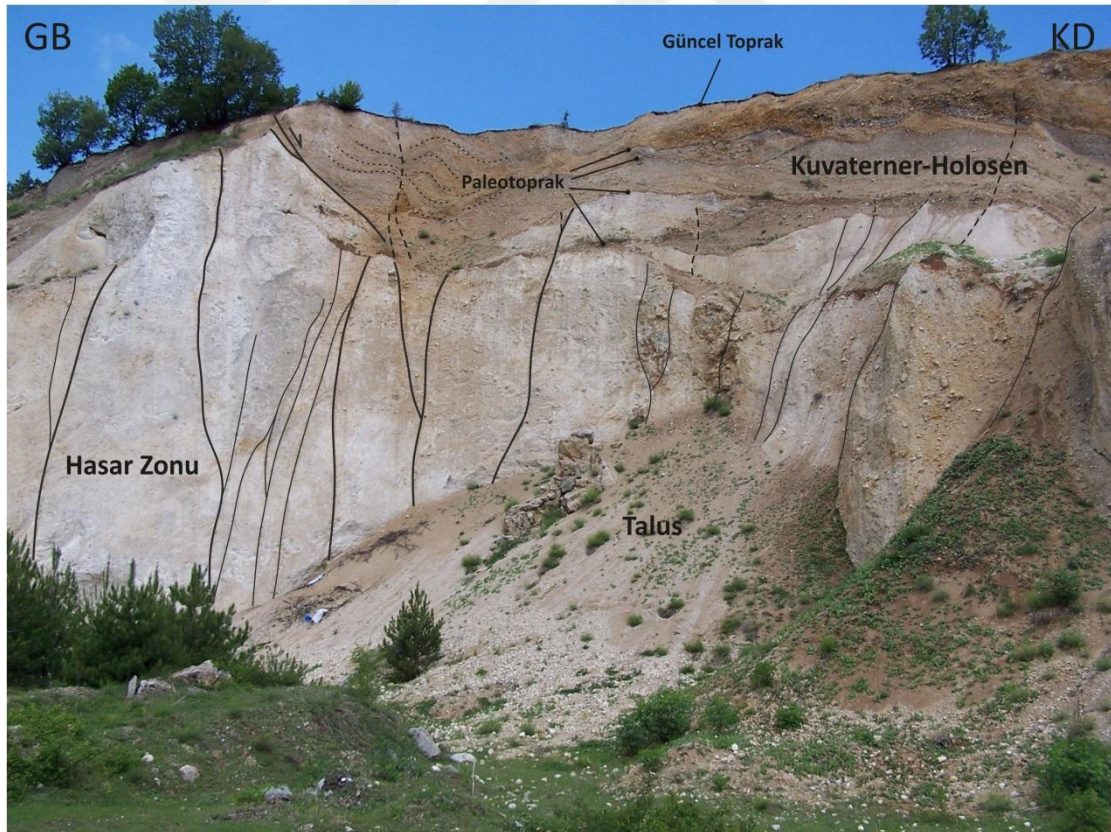
arasında değişen aralıklarda ardışıklı geometri gösterirler (Şekil 3.18). Fay çekirdekleri birkaç mm ile birkaç 10 cm arasında değişmektedir. Fay çekirdeğinin fay kayası türünü beyaz renkli kohesif olmayan gauç ve kataklasit oluşturur. Bu fay kayaları kayma düzlemine yakın kesimlerde kohesif özelliktedir (Şekil 3.19). Fay çekirdeği kaba da olsa kataklastik foliyasyon göstermektedir.



Şekil 3.19 GY-2 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği ve hasar zonlu) iç yapısının yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Hasar zonları yoğun kırıklanma ve fay kayası oluşumu ile temsil olur. Yüzlerce metre genişliktedir. Breş bu alandaki hasar zonlarının fay kayasını oluşturur. Breşler kaotik türünde olup yersel alanlarda mozayik türdedir. Klast boyutları 0.5 ile 5 cm arasında değişim sunmaktadır. Kırıklarda ve breşleri oluşturan klastlar arasındaki boşluklarda karbonat çökelimlerinin bulunması faylanma ile ilişkili sıvı sirkülasyonunun varlığını ortaya koyar.

Yenicepınar ve Bürnük gözlem alanında (GY-3, GY-4, GY-5) geniş  alanlarda gevrek deformasyon etkileri görülür. Bürnük gözlem alanından geçen fay Demirtaş (2000) tarafından Rüzgarlar fayı olarak adlandırılmıştır. Bürnük alanı temel kayalarda yaygın breşleşme türü fay kayalarının gelişimi ile temsil olur (şekil 3.20, 3.21). Alandaki Pliyo-Kuvaterner çökel istifler ise ilksel konumları değişmiş olarak görülür (şekil 3.20). Alan içerisinde birbirlerine paralel çok sayıda fay izleri bulunmaktadır (şekil 3.22, 3.23). Fay izlerini temsil eden kataklastik zonlar içerisindeki fay çekirdekleri yapısal olarak dikkat  ekidir. Fay çekirdeklerinin kalınlıkları 1 mm ile 15 cm arası değişmektedir. Fay  ekirdeği önemli ölçüde ana kayanın parçalandığı ve ufalandığı diğer bir ifade ile kataklastik zon içerisinde gevrek deformasyonun en yoğun etkidiği kesimdir. Çekirdek fay kayası ve/veya kayma düzlemi gelişimi ile temsil olmaktadır (şekil 3.22, 3.23). Bu kesimin egemen fay kayası gau  olup kohesif ve/veya kohesif olmayan karakterdedir.



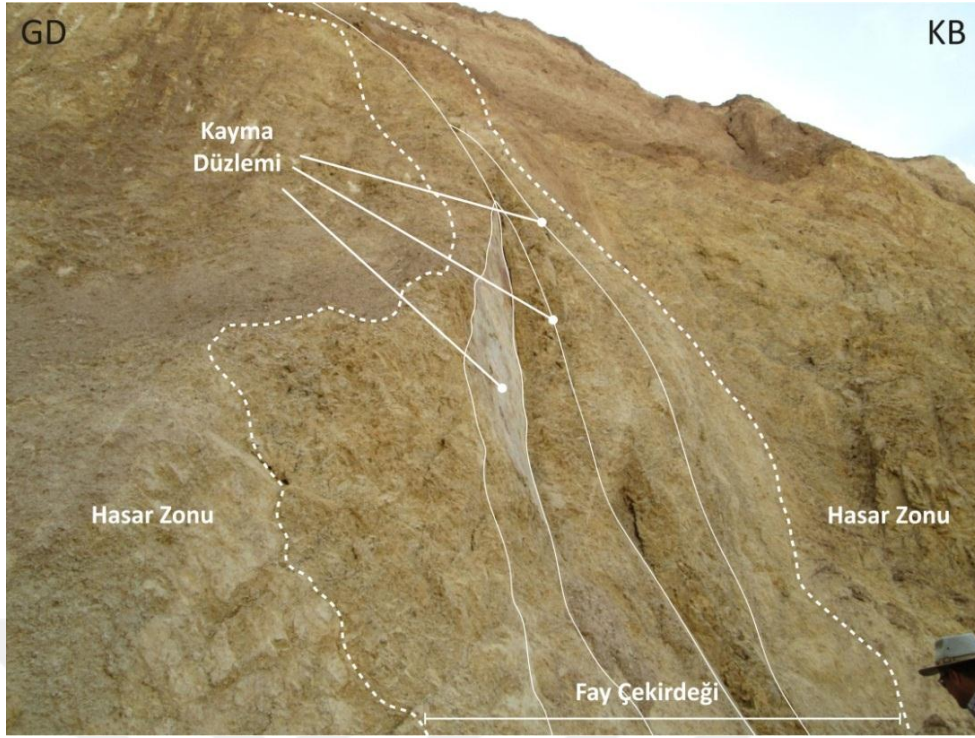
şekil 3.20 GY-5 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Kohesif olmayan gauçlar beyaz renkli ve dağılgan, kohesif olanlar ise özellikle sarı renkli ve kalsiyumlu sıvıların etkisiyle tutturulmuş özelliktedir. Ana kayma düzlemleri çekirdek kesimini ikiye böler ya da bloğun bir tarafında çekirdeği sınırlar şekildedir.

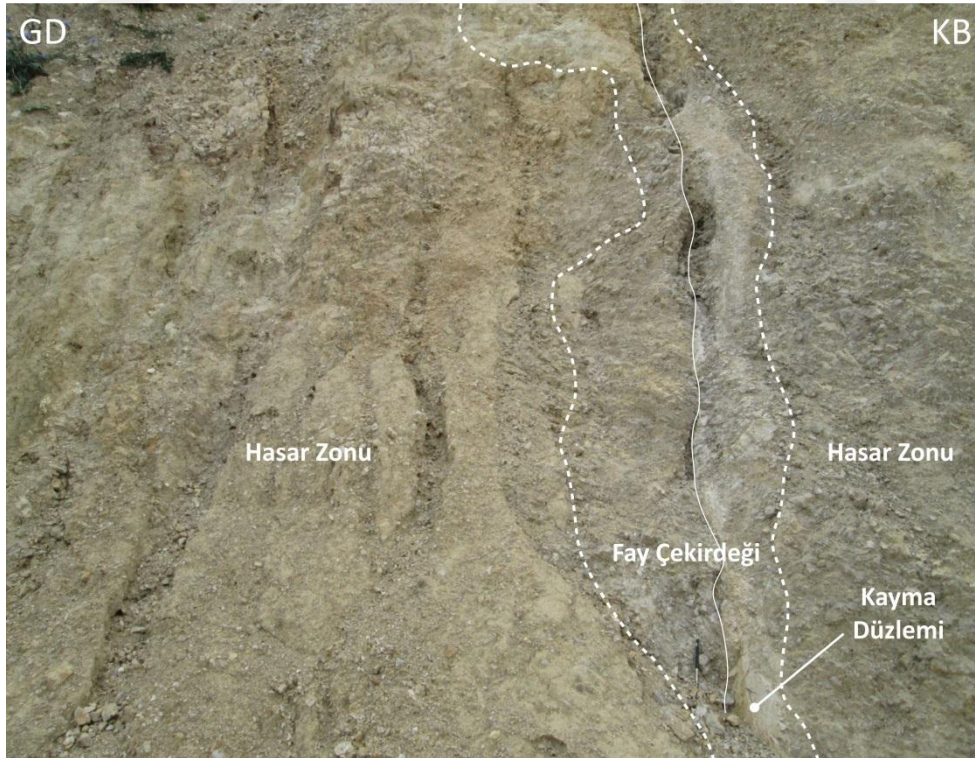
Bu alandaki diğer yapısal bileşen olan hasar zonları, her bir fay izini referans aldığımızda genişlikleri metrelerden yüzlerce metreye kadar değişmektedir. Bürnük alanındaki hasar zonun toplam genişliği 1 km'nin üzerindedir. Alanın morfolojisinden kaynaklanan açıklıklar ile alanda açılmış taş ocaklarında açığa çıkan yüzeylemeler fay zonunun bu alanındaki iç yapısını anlamamıza olanak sağlamıştır. Buna göre segmentin bu kesimindeki hasar zonu kendine özgü yapısal ve litoloji oluşumları sunar. Alandaki kayalar değişen oran ve etkilerde gevrek deformasyondan etkilenmiştir. Gevrek deformasyon kataklazma ve difüz kütle transferi deformasyon mekanizmaları ile temsil olmaktadır.



Şekil 3.21 GY-5 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kaotik breş ile mozayik breş geçişinin yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)



Şekil 3.22 GY-3 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)



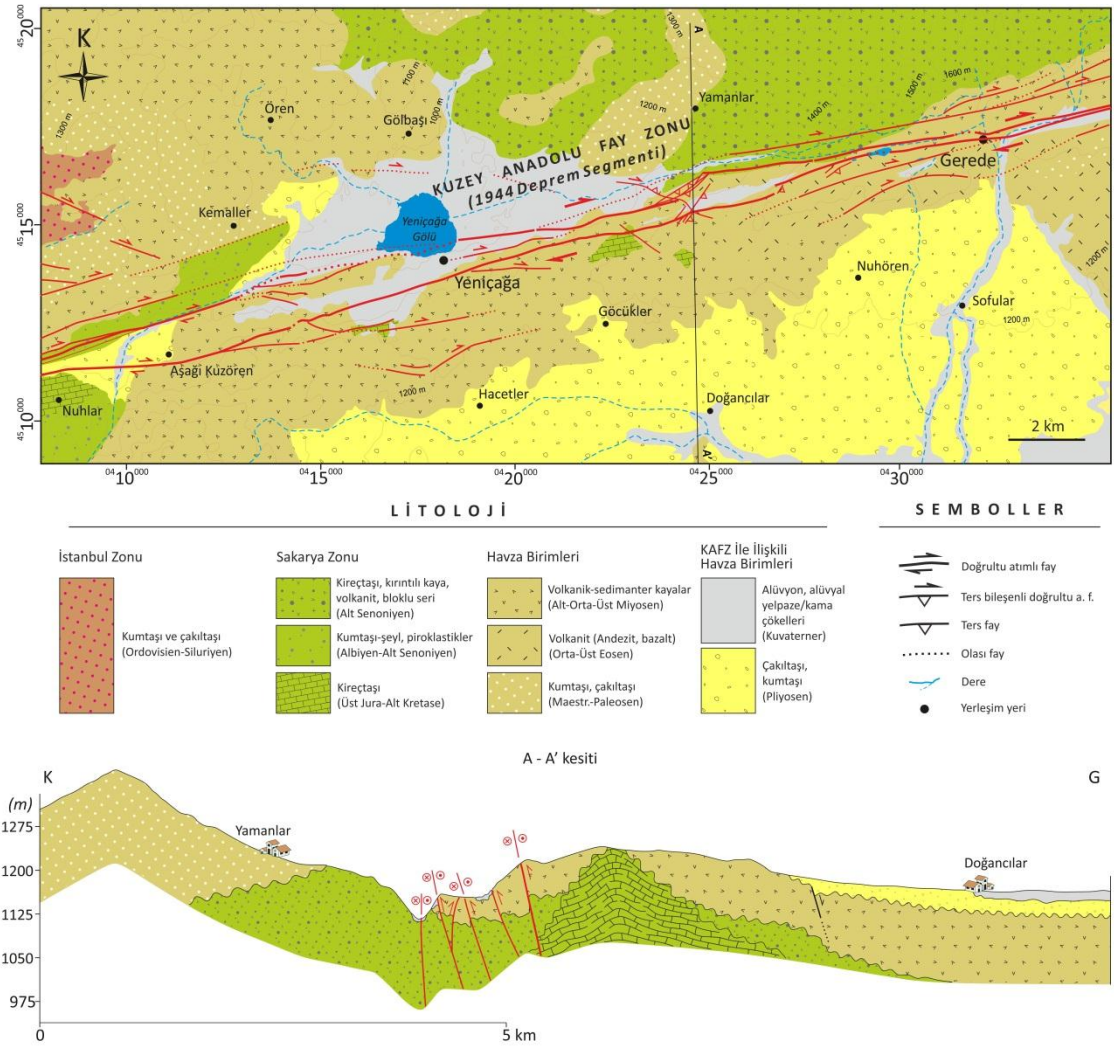
Şekil 3.23 GY-4 gözlem alanında (Bolu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Mostrada kırıklanmaların boyut ve geometrileri cm ölçeğinden onlarca metreye kadar değişmektedir. Bir kısım kırıklanmalar bölgedeki kayaların mercek geometride görünümüne olanak sağlamaktadır. Alandaki kırıklanmalar ikincil fay, makaslama kırıkları ve çatlak gelişimleri ile temsil olur.

Hasar zonu içerisindeki kırıklanmalar kırıklanan kaya türü ile kayanın faylanma öncesi iç yapısı arasında doğrudan ilişkisi bulunmaktadır. Buna göre özellikle ince-orta tabakalı kireçtaşları diğer litolojiler ile karşılaştırıldığında bölgede daha geniş alanlarda breşleşme oluşumu sunmaktadır (Şekil 3.21). Hasar zonu kırıklanmalar dışında yersel ezilme ve ufalanma nedeniyle farklı türde breş oluşumlarına sahiptir. Breşlerin çoğu mozayik türdedir. Yersel kaotik türde breş oluşumları da gözlenir. Yine breş oluşumlarının hem kohesif hem de kohesif olmayan türde görmek olasıdır. Breşleri oluşturan klastlar köşeli ve yarı köşelidir. Bazı alanlarda sıvı sirkülasyonu ile ilişkili karbonat çökelimleri breş klastlarına çimento görevi görmektedir. Sıvı sirkülasyonunun breş oluşumundaki etkisi kuvvetli ihtimaldir. Yine breş oluşumu sonrası ortaya çıkan gözeneklilik/geçirgenliğe bağlı sıvı sirkülasyonu ve karbonat çökeli söz konusudur.

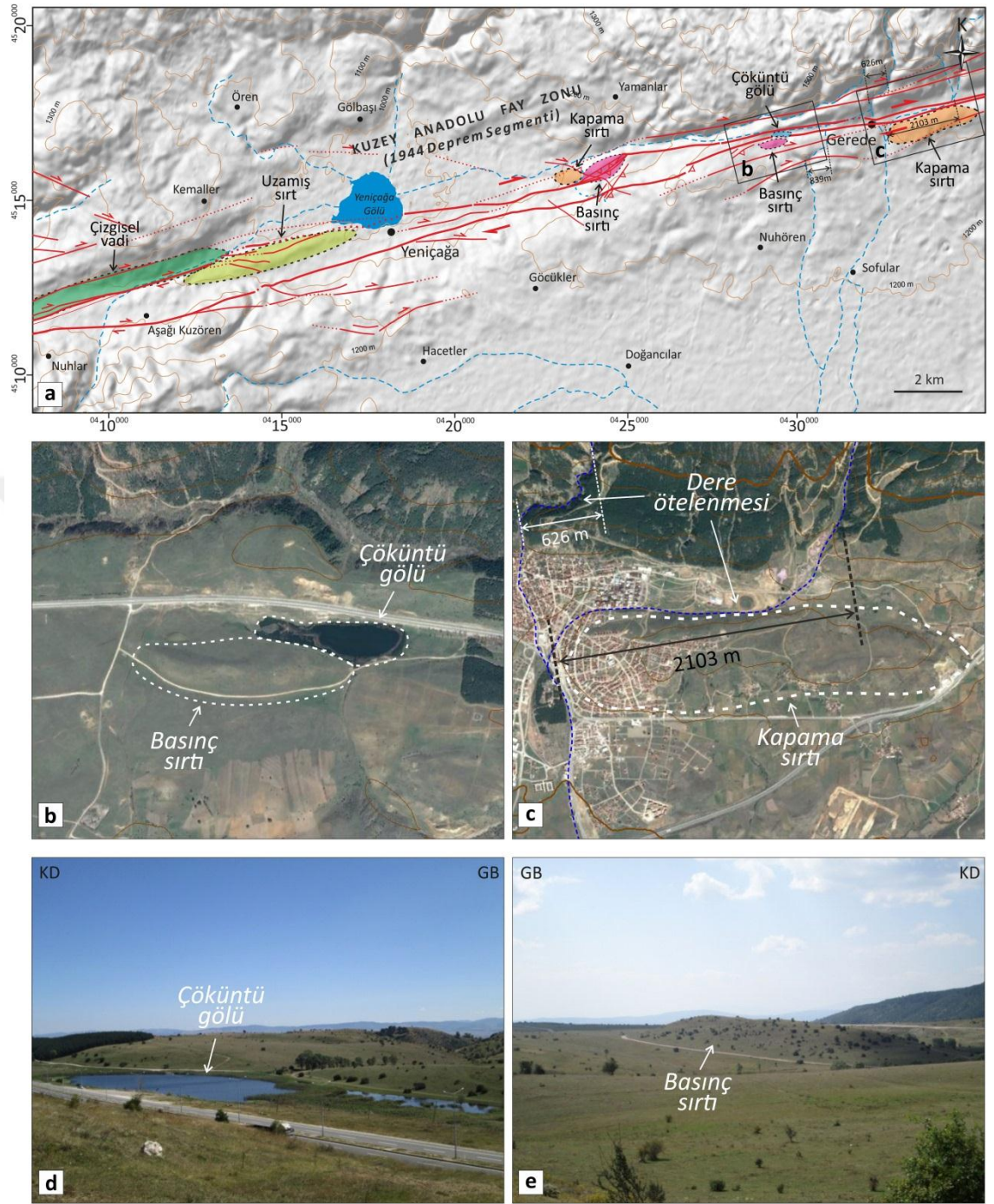
3.4.1.2 Yeniçağa Bölgesi

1944 deprem segmenti boyunca Bolu havzasının kuzeydoğu kesiminde yer alan Yeniçağa ve civarı Yeniçağa bölgesi olarak haritalanmıştır (Şekil 3.11). Harita alanlarının litolojisi Bolu bölgesi ile kısmen korele edilebilir özelliktedir. Bölgenin egemen litolojisini Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı kireçtaşı, Miyosen yaşlı volkanik, sedimanter kayalar ve Kuvaterner yaşlı çökeller oluşturmaktadır (Şekil 3.24). Bölgedeki faylar Bolu bölgesine göre daha dar gevrek makaslama zonu (fay zonu) oluşturacak yüzeyleme özelliği gösterir. KD-GB uzanımlı fay zonunu oluşturan fayların yanal uzunlukları 0.25 km ile 15 km arasında değişmektedir. Fay izlerinin kavislenme sönümlenme özelliği yanında diğer bir faya bağlanma sıçrama yapma ya da faylanma sonrası çökel altında kaybolması özellikleri de bölgede gözlenmektedir (Şekil 3.24). Yeniçağa bölgesi içerisinde genişçe kazılmış iki alanda (GY-6, GY-7) fayların iç yapısı belirgin olarak görülmüştür. Harita alanının güneybatısında ana fayın doğrultusu $K67^{\circ}$ - 72° D'dur. Eğim miktarları 72° - 85° kuzeybatı yönündedir (Şekil 3.24).



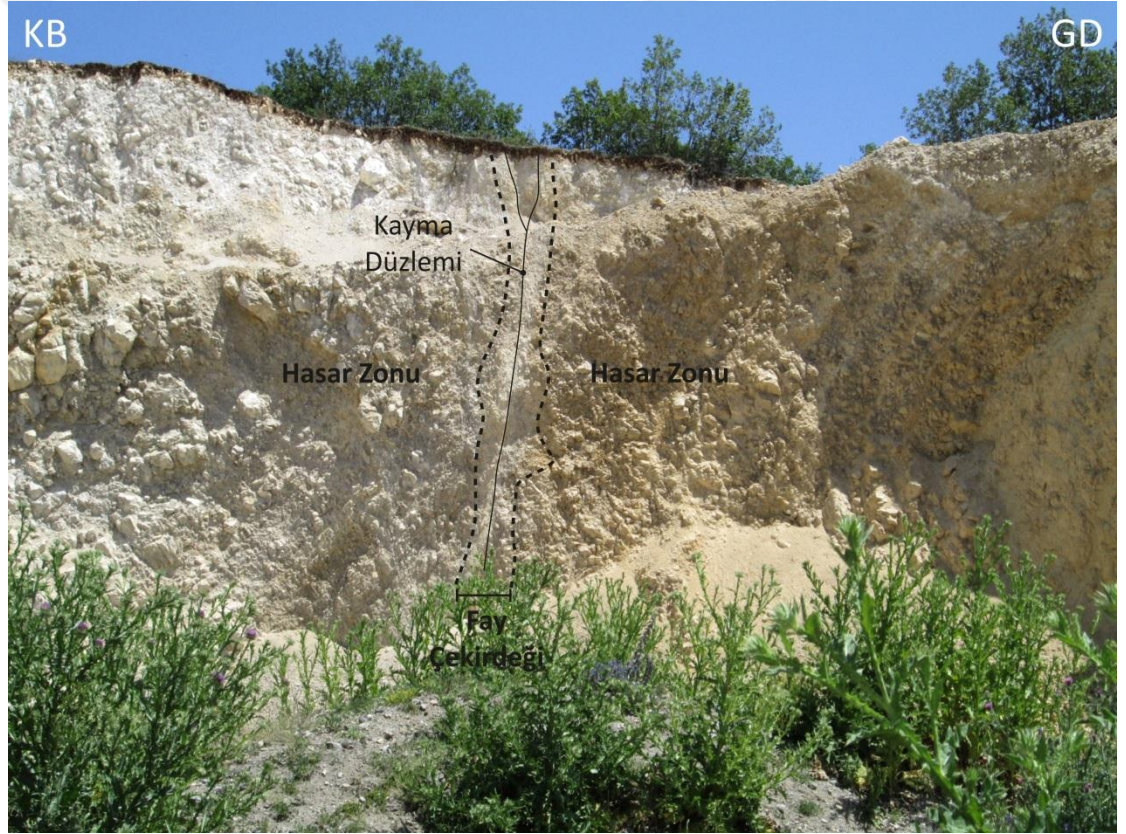
Şekil 3.24 Yenicea bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti

Yenicea bölgesi içerisinde belirlenen tipik morfolotektonik yapılar basınç sırtı, kapama sırtı, uzamış sırtlar, çöküntü gölü ve çizgisel vadilerdir (Şekil 3.25.a). Çöküntü gölü şekil 3.25.b’de gösterilen basınç sırtının önünde gelişmiştir (Şekil 3.25.b, d, e). Yine bölge içerisinde Gerede’nin doğu kesiminde 2103 m sağ yanal dere ötelenmesi ve kapama sırtı oluşumları belirgindir. Yenicea bölgesinde sağ yanal dere ötelenme miktarları 161 m, 626 m, 503 m, 839 m, 2103 m olarak ölçülmüştür (Şekil 3.25.a, c).



Şekil 3.25.a Yenicea bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Basınç sırtı ve çöküntü gölü, c. Dere ötelenmesi ve kapama sırtının Google Earth görüntüsü, d. Çöküntü gölü, e. Basınç sırtı

GY-6 gözlem alanında faylanma ile oluşan kataklastik zonunun iç yapısı belirgin olarak görülmektedir. Buna göre fay çekirdeği, hasar zonu ve kayma düzlemi kataklastik zonun ana yapısal unsurlarıdır. Fay çekirdeğinin iyi geliştiği kesimlerde kalınlığı yaklaşık 5 cm dir (Şekil 3.26). Çekirdek kayma düzlemini temsil eden fay izini iki taraftan sınırlar özelliğindedir. Ancak fay izinin iki tarafında fay çekirdeği simetrik değildir. Fay çekirdeği gauç ile kataklasit türü fay kayası içermektedir. Gauç beyaz renkli ve 2-5 mm kalınlıklardadır. Kataklasit oluşumu da bir kaç mm kalınlıklardadır. Kataklastik zonun hasar zonu fay çekirdeği kesimini sarar konumdadır. İki yapısal oluşumun dokanakları girintili çıkıntılıdır. Hasar zonu büyük oranda kırıklı breş türü fay kayası ile temsil olurken yine kaotik breş türü de eşlik eder.

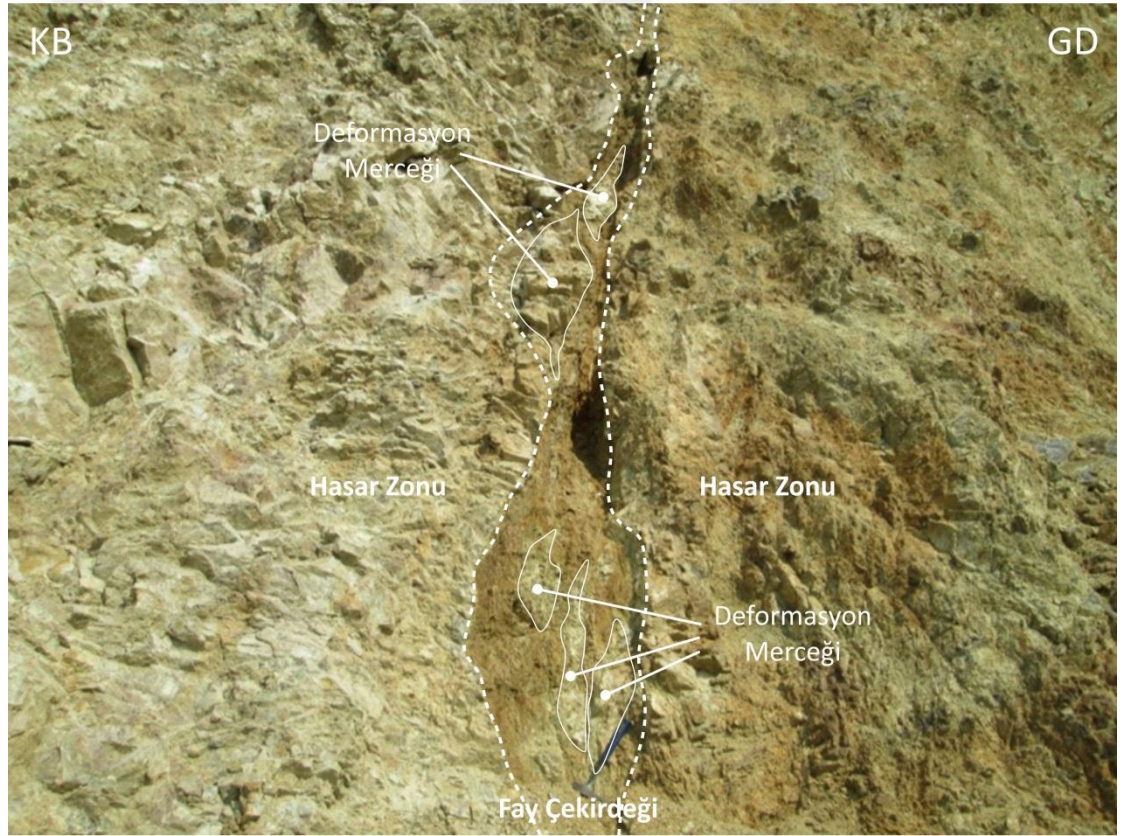


Şekil 3.26 GY-6 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) kataklastik zonun iç yapısının arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Hasar zonunun diğer yapısal oluşumunu kırıklanmalar oluşturmaktadır. Kırıklanmaların bir kısmı makaslama kırıkları olup Riedel kırıklarından R, P ve R' ve X kırıklarına karşılık gelmektedir. Bu kırıkların bir kısmı fay çekirdeği geliştirecek şekilde

kataklastik zon oluşturmışlardır. Buradaki kırıklanmaların bir kısmı ise daha eski kırıklanmalar olup bunlar dikkate alınmamıştır. Bu gözlem yerinde hasar zonunun genişliği 1 km'nin üzerindedir. Bu ana faylanmanın kuzey ve güneyinde fay izleri bulunmaktadır. Bu faylar ve ilişkili kataklastik zon gelişimi göz önüne alındığında KAFZ'nin bu kesimi 3-4 km kataklastik zon oluşumuna ev sahipliği yapmış olmalıdır.

GY-7 gözlem alanında faylanma ve iç yapısı açıkça görülmektedir (Şekil 3.27, 3.28). Bu kesimde temel kaya ile Kuvaterner-Holosen çökeller arasındaki faylı ilişki belirgindir. Alan içerisinde ana fay ve ana fay ile kökensel ilişkili fay kolları gözlenmektedir. Fay ve fay kollarında oluşan kataklastik zonlar değişen kalınlık ve geometrilerde fay çekirdeği ve hasar zonları içermektedir.



Şekil 3.27 GY-7 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) kataklastik zonun iç yapısının arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Ana fayını temsil eden kataklastik zonda fay çekirdeğinin kalınlığı 2 cm ile 50 cm genişliktedir. Gauç ve kataklasit çekirdek kesiminin fay kayasıdır. Çekirdek içerisinde

breşleşmiş ve kısmen ana kaya litolojisini koruyan deformasyon mercikleri de bulunmaktadır (Şekil 3.27). Bu durum çekirdek kesiminde streynin homojen olmadığını ortaya koymaktadır. Çekirdek kesiminin asimetrik gelişimi yine streynin heterojen dağılımına diğer bir veridir. Hasar zonu kataklastik zonun mezoskopik boyutlarda yoğun kırılanma ve parçalanma olanıdır. Parçalanmanın egemen olduğu kesimlerde fay kayası belirgindir. Fay izine göre kuzey blok hasar zonunda bej renkli kırıklı breş egemenken güney blok hasar zonunda yeşilimsi kahverengimsi renkte kaotik breş ve bej renkli kataklasitler egemendir. Hasar zonunun kuzey bloğu yaklaşık 100 m genişliğinde olup güney bloğu 350 m genişlik sunmaktadır.

Aynı alanda ana faydan ayrılan diğer bir fay ise temel kayaları Holosen yaşlı çökellerin üzerine iter (Şekil 3.28). Kataklastik zonu oluşturan fay çekirdeği 1 mm ile 5 mm arası kalınlığa sahiptir.



Şekil 3.28 GY-7 gözlem alanında (Yeniçağa bölgesi) temel kaya litolojilerinin Kuvaterner-Holosen yaşlı çökeller ile ilişkisinin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

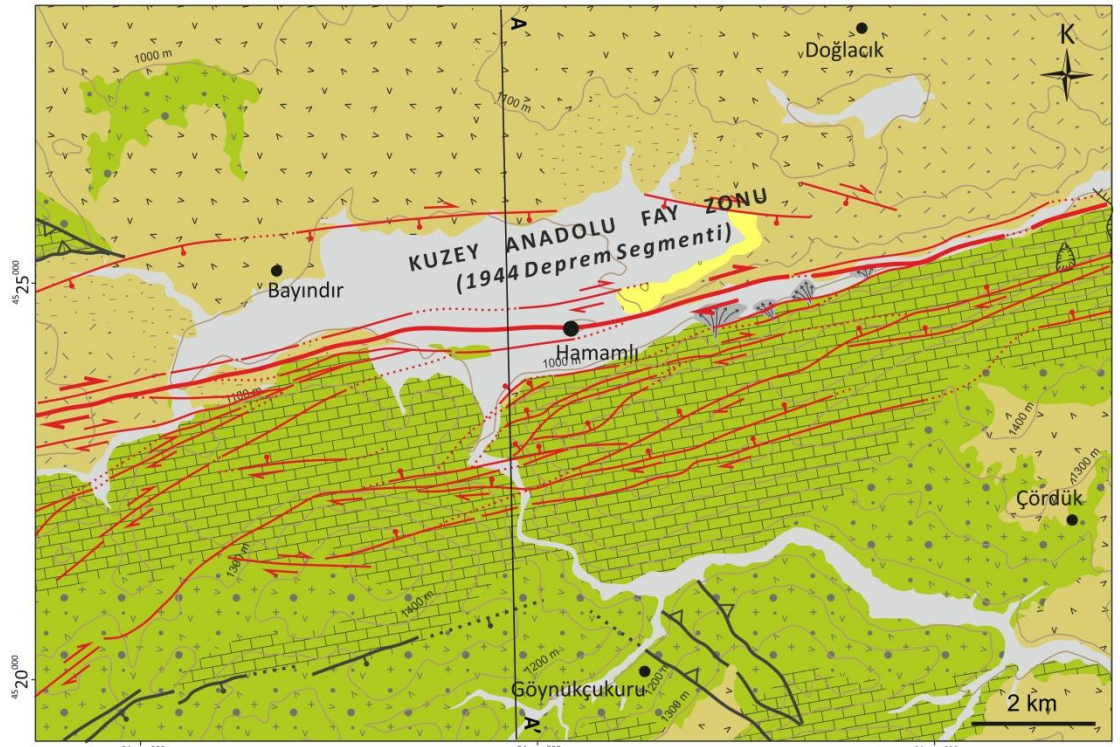
Buradaki gauç türü fay kayası aynı zamanda kayma düzlemini sıvar şekilde görülür. Hasar zonu her iki blokta bir miktar farklılık sunar. Hasar zonu tavan blokta temel kayaların yoğun kırılanması ve parçalanması ile temsil olurken taban blokta Holosen çökellerinde kıvrımlanmalar ve örselenmeler olarak görülmektedir.

3.4.1.3 Hamamlı Bölgesi

Hamamlı bölgesi 1944 depremi yüzey kırıkları dahil deprem üretmiş faylanmaların en iyi geliştiği alanlar arasındadır (Şekil 3.29). 1944 depremine bağlı olarak İsmetpaşa tren istasyonu duvarında meydana gelen yer değiştirme bugünde korunmaktadır. Segmentin bu bölümünde üç gözlem yerinde çalışılmıştır (GY-8, GY-9 ve GY-10) (Şekil 3.11). Faylanma bölgedeki nerdeyse tüm litoloji guruplarını etkilemiştir (Şekil 3.29). Ancak özellikle üst Jura- alt Kretase yaşlı kireçtaşı, Eosen yaşlı volkanik-sedimanter birimler ile Kuvaterner yaşlı çökeller de faylanma etkileri yoğundur. Segmenti temsil eden ölçülebilen fayların egemen doğrultuları $K60^{\circ}$ - 80° D'dur. Eğimleri 72° - 85° aralığında olup büyük oranda kuzeybatı yönündedir. Fay izleri 250 m ile 20 km arası yanal uzanımlara sahiptir. Bu faylar ana faya göre hemen hemen paralel ve/veya verrev konumdadır.

Hamamlı bölgesi 1944 deprem segmenti üzerinde morfotektonik özelliklerin net olarak gözlemlendiği alanlardan biridir. Bölge içerisinde dere ötelenmeleri, basınç sırtı ve çizgisel vadi belirgin morfotektonik özelliklerdir. Ölçülen sağ yanal dere ötelenmeleri 137 m, 265 m, 325 m, 368 m, 486 m, 546 m, 654 m, 797 m ve 1228 m dir (Şekil 3.30.a, b).

Harita alanı içerisinde ilk gözlem yeri İsmetpaşa tren istasyonunun batısında Kıraç tepededir (GY-8) (Şekil 3.11). Bu gözlem yeri segment boyunca gevrek deformasyon oluşuklarının iyi geliştiği alanlar arasındadır. Özellikle bu alanda açılmış taş ocağı içerisindeki yüzeylemeler segmentin iç yapısını anlamada katkı sağlamaktadır. Taş ocağı içerisinde farklı yönelimli faylanmalar bulunmaktadır. Bu yapılar tipik mezoskopik Riedel kırılanmalarını oluşturur. Zonun ana fayı (Y düzlemi) $K85^{\circ}$ D/ 70° GD konumludur. Doğrultu atım karakteri belirgindir. Ana faya sentetik olarak gelişen sağ yanal hareket gösteren faylar egemen $K72^{\circ}$ - 75° B doğrultuya sahiptirler.



LİTOLOJİ

SEMBOLLER

Sakarya Zonu (Pontit Zonu)

- Kireçtaşı, kırıntılı kaya, volkanit, bloklı seri (Kamp.-Maestr.)
- Kumtaşı-şeyl (Alt-Üst Kretase)
- Kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase)

Havza Birimleri

- Volkanik-sedimanter kayalar (Miyosen)
- Volkanik-sedimanter kayalar (Alt-Orta Eosen)
- Kumtaşı, şeyl (Alt-Orta Eosen)

KAFZ ile ilişkili Havza Birimleri

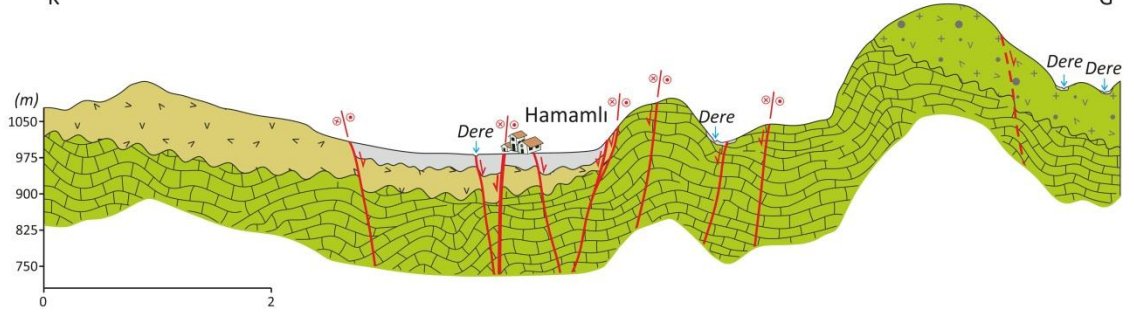
- Alüvyon, alüvyal yelpaze/kama çökelleri (Kuvaterner)
- Çakıtaşı, kumtaşı (Pliyosen)

- Doğrultu atımlı fay
- Normal bileşenli doğrultu a. f.
- Ters fay
- Olası fay
- Heyelan
- Dere
- Yerleşim yeri

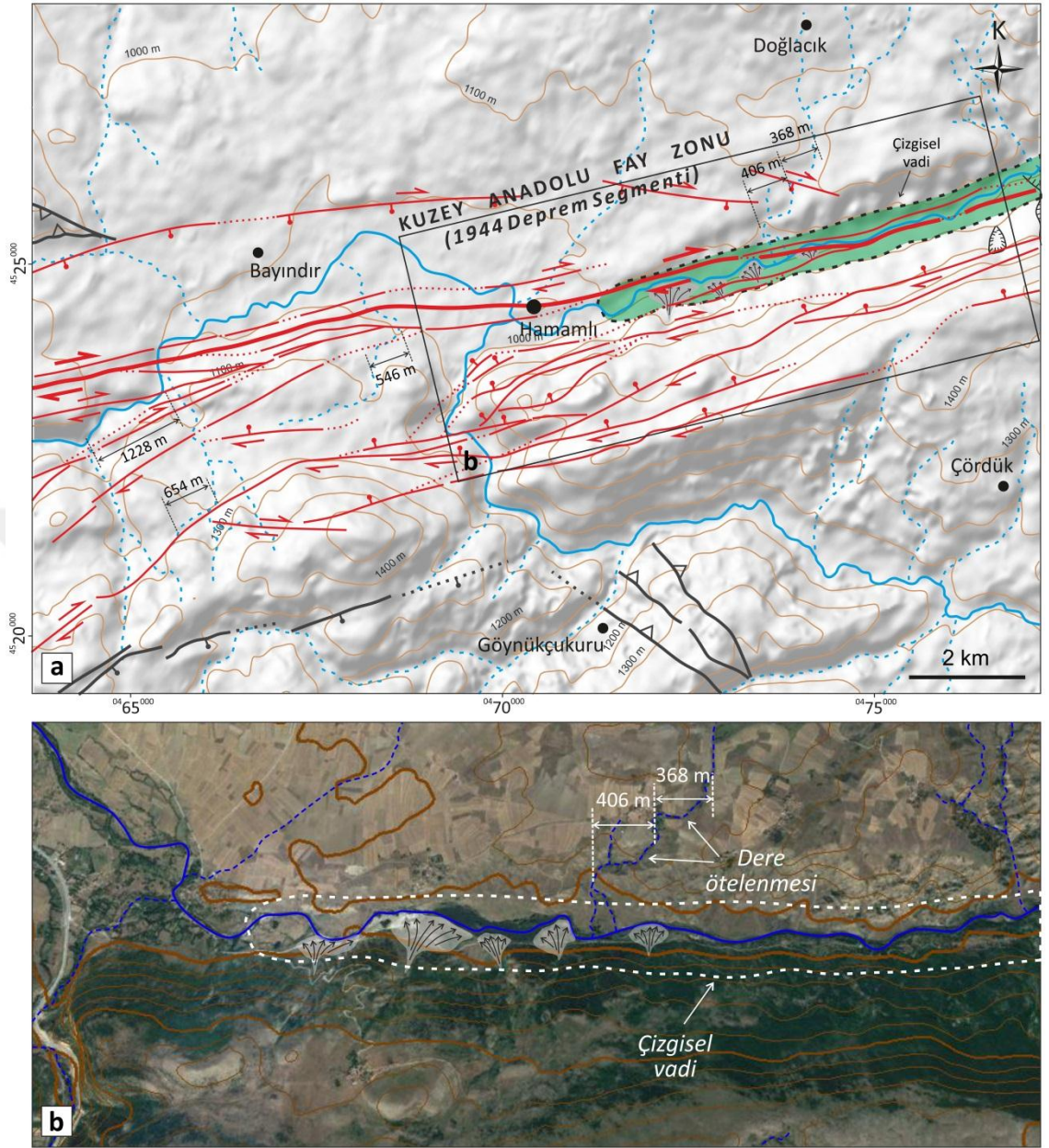
K

A - A' kesiti

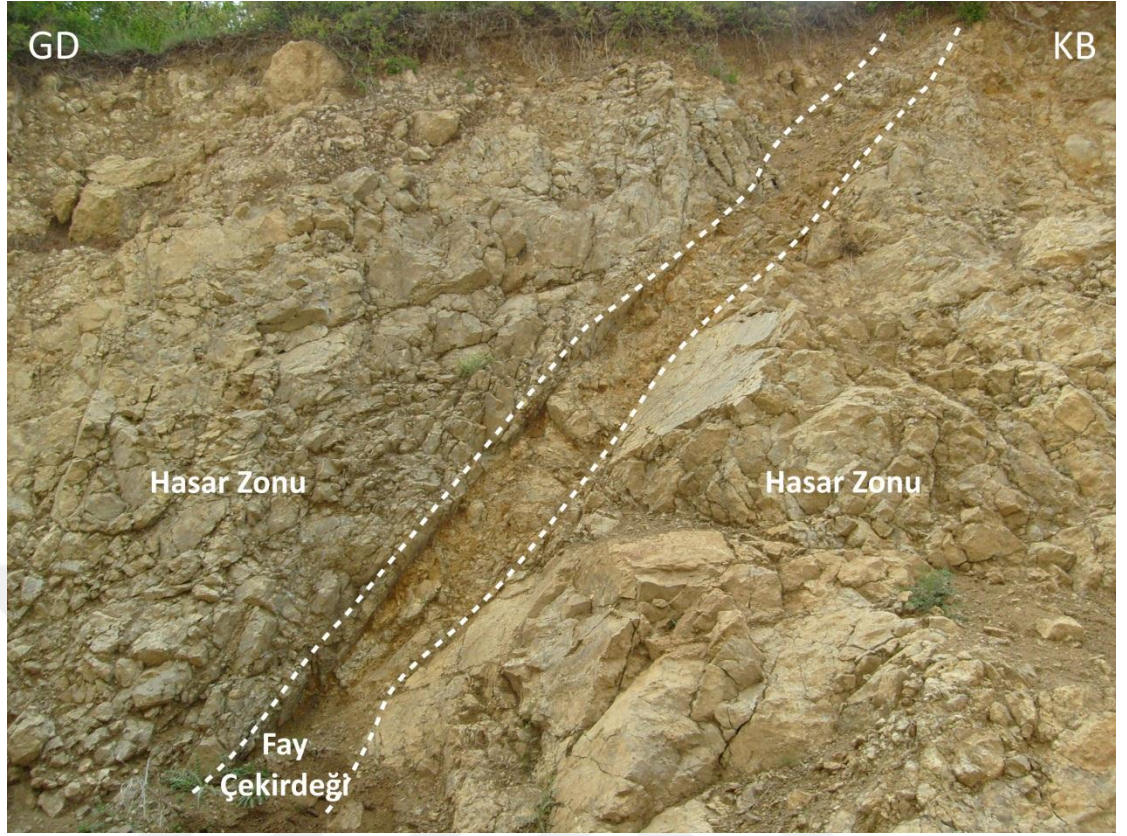
G



Şekil 3.29 Hamamlı bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti



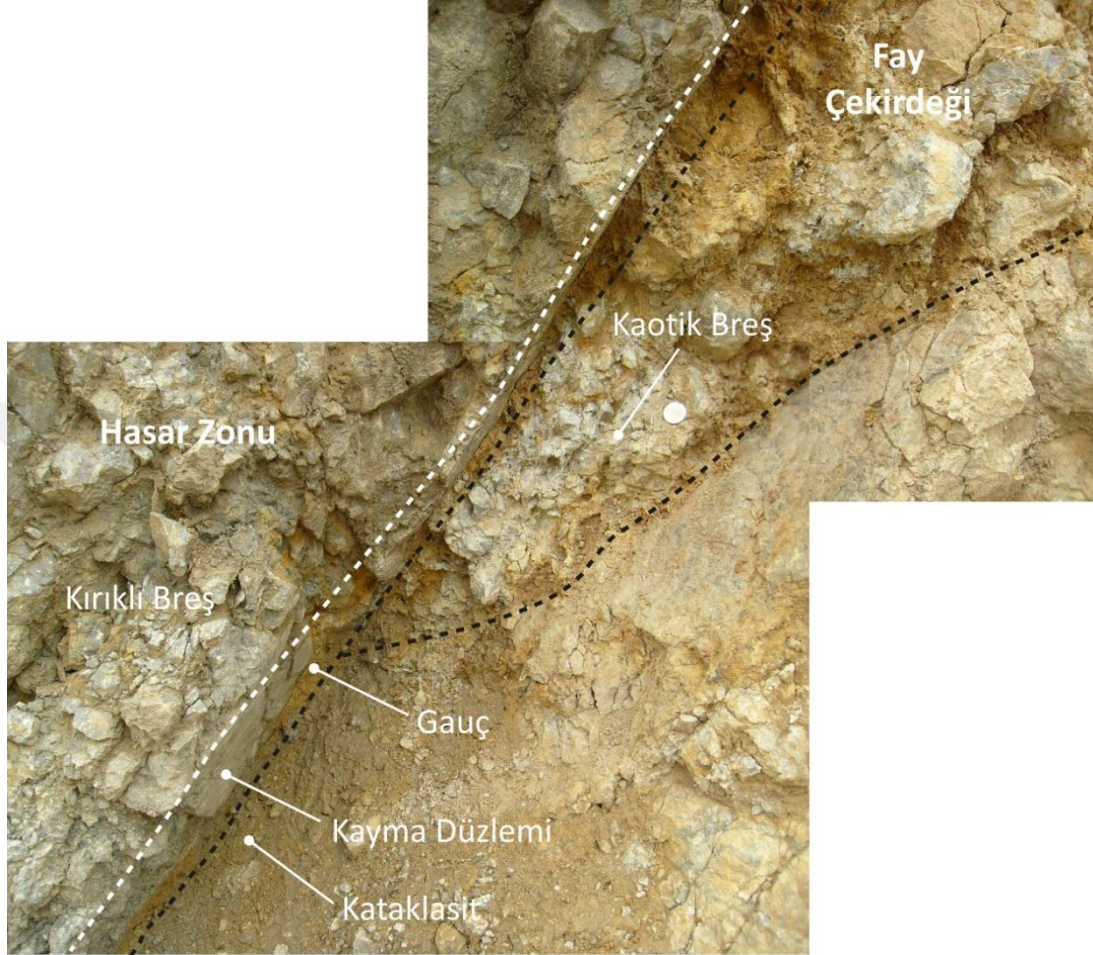
Şekil 3.30.a. Hamamlı bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çizgisel vadi ve alüvyal yelpazeleri gösteren Google Earth görüntüsü



Şekil 3.31 GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

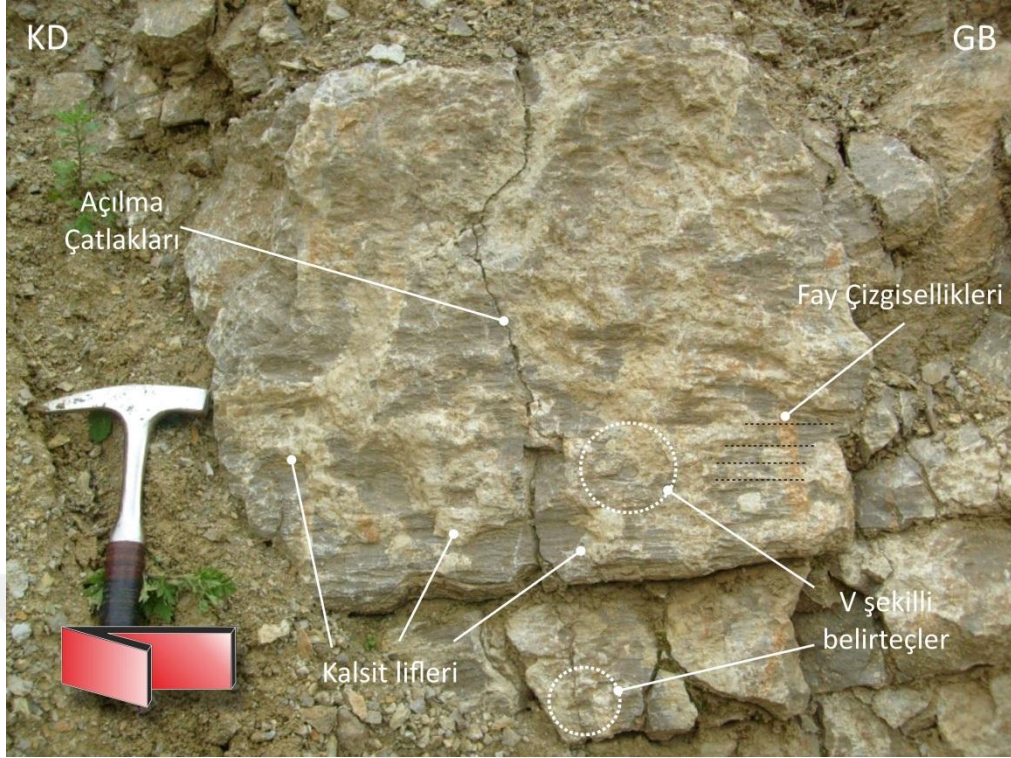
Zonun çekirdek kesimi benzer zonlarda olduğu gibi gevrek deformasyonun en yoğun geliştiği kesimdir (Şekil 3.31). Fay çekirdeği, gevrek deformasyonun en yoğun görüldüğü alandır. 0.5-30 cm arasında değişen kalınlıklarda olup inceliyor kalınlaşan mercek geometrisine sahiptir. Gauç, kaotik breş ve kataklasit bu kesimde gözlenen fay kayalarıdır (Şekil 3.32). Kayma düzlemleri çekirdek kesimi ile yakın ilişkili olup buradaki kimi faylanmalarda çekirdeği eşit olmayan şekilde ikiye ayırmakta, kimi faylanmalarda ise çekirdek blokların birinde gelişmiş olarak görülmektedir (Şekil 3.32). Fay düzleminin iyi gelişmediği kesimlerde bloklar fay çekirdeğine göre ayrılabilir. Çekirdek kesimi içerisinde ve çekirdeği sınırlayan kayma düzlemleri belirgin kayma çizgiselliklerine ve kinematik belirteçlere sahiptir. Çizgiselliklerin yönelimi genelde faylanmanın doğrultusuna paralel, yer yer ise verev bileşen özelliğindedir (Şekil 3.33). Kayma yüzeyleri üzerinde lifsi mineraller ve basamak yapıları gelişen tipik kinematik belirteçlerdir. Bu belirteçler ana faylanmanın sağ yanal doğrultu atımlı bir fay karakterinde geliştiğini destekler konumdadır. Ayrıca

mikroskobik incelemelerde gözlemlenen klast dönme yönleri de sağ yanal hareket yönünü destekler niteliktedir (Şekil 3.34).

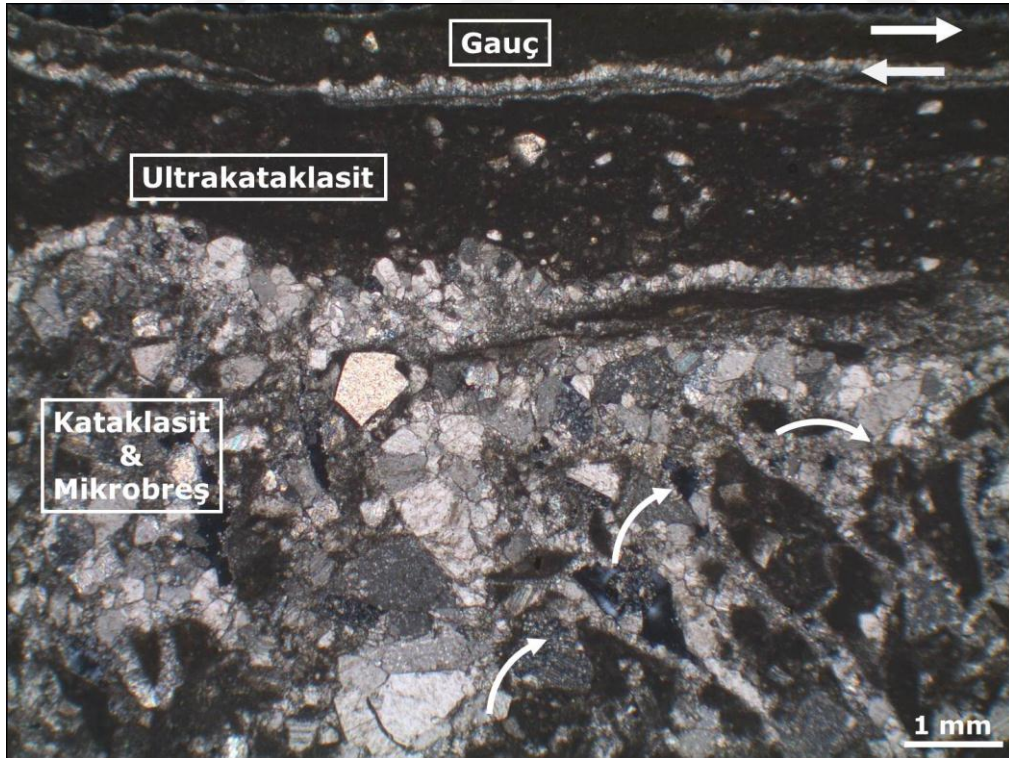


Şekil 3.32 GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kataklastik zonun (fay çekirdeği, kayma düzlemi, hasar zonu) yakın arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

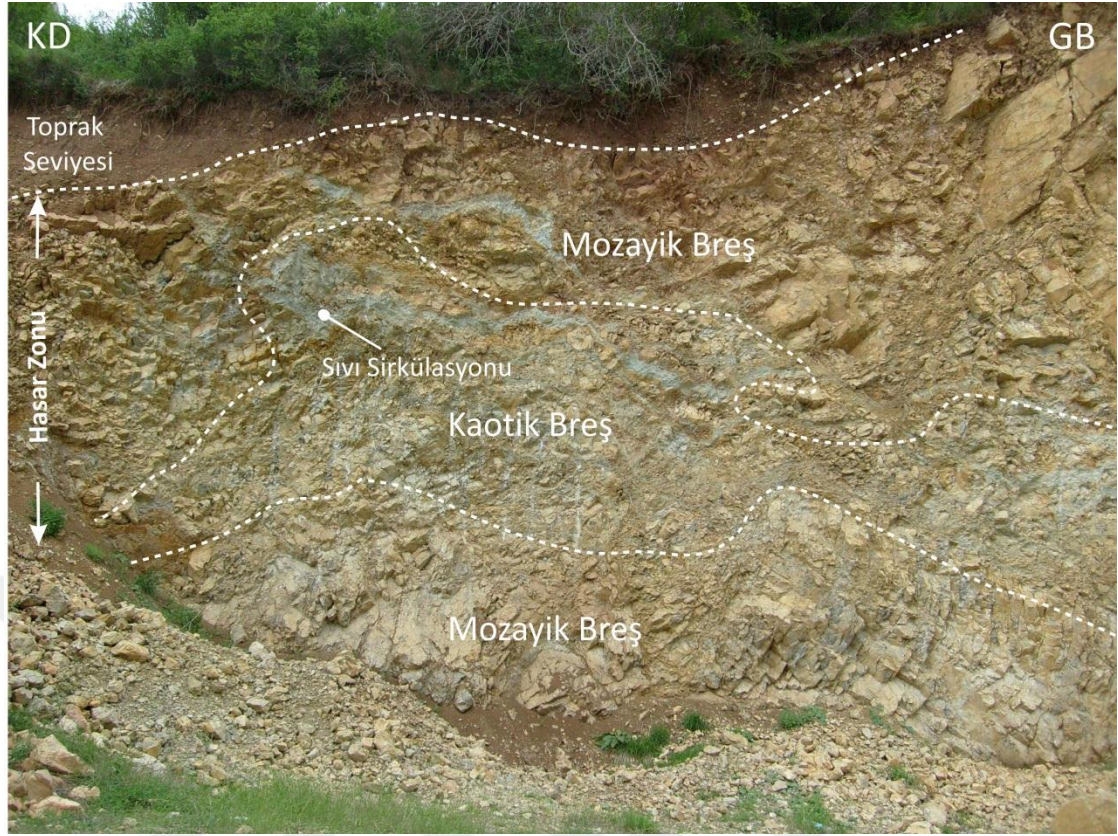
Hasar zonları fay çekirdeklerinin her iki yanında çekirdeği sarar konumda yer almaktadırlar (Şekil 3.31). Bu zonların genişlikleri her iki blokta metre boyutundan onlarca metre boyutlarındadır. Asimetrik geometriye sahip hasar zonlarının egemen fay kayalarını fay breşleri oluşturmaktadır. Buradaki breşler kırıklı breşten, mozayik ve kaotik breş türüne kadar değişir. Klast ve matriks olarak iki bileşenden oluşan breşlerde klastlar 0.5-20 cm arasında değişen köşeli tanelerle, matriks ise aynı kayanın daha fazla öğütülmüş kum, silt az oranda kil boyu klastları ile temsil olur (Şekil 3.32).



Şekil 3.33 GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) kayma düzlemi üzerinde kinematik belirteçlerin arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

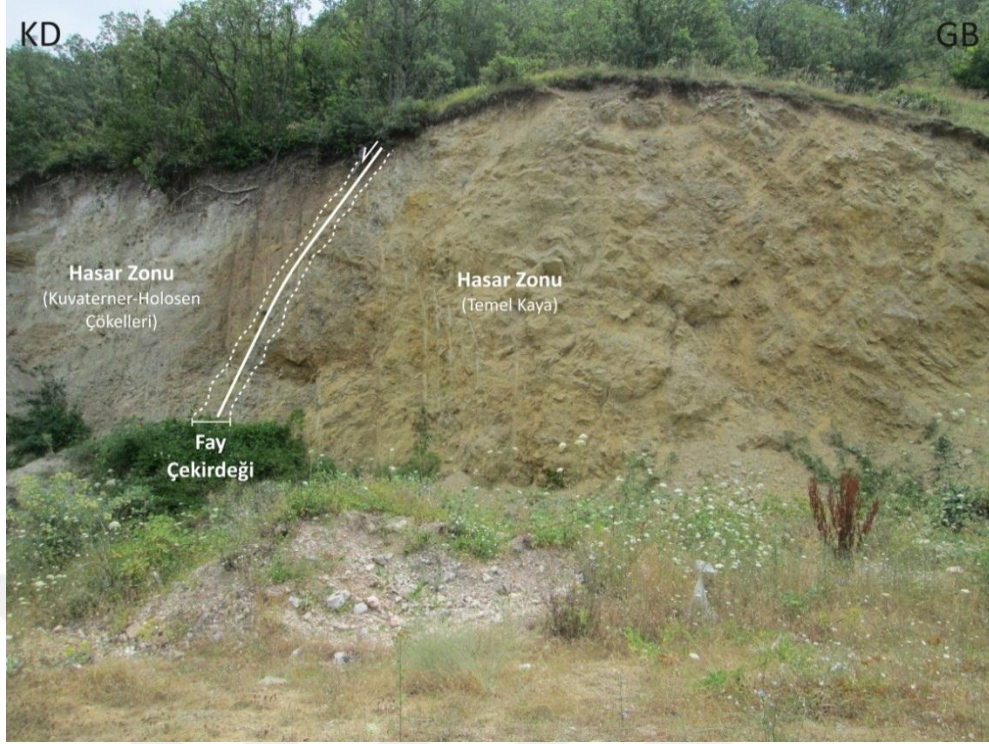


Şekil 3.34 GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) fay çekirdeğinin ince kesit görünümü
Beyaz oklar hareket yönünü göstermektedir

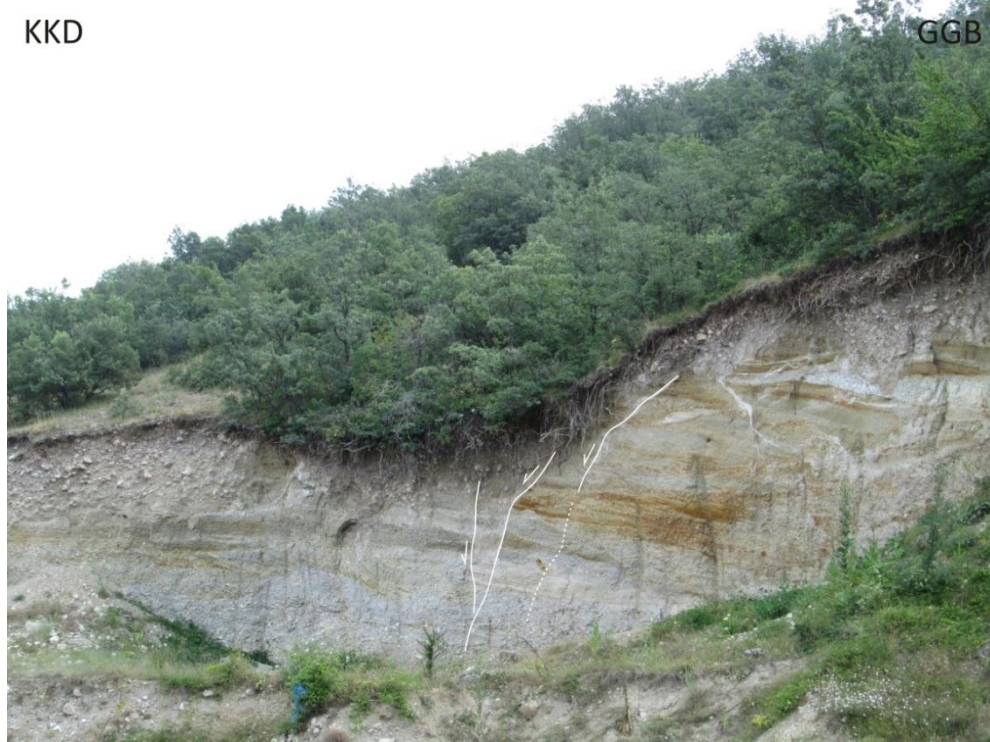


Şekil 3.35 GY-8 gözlem alanında (Kıraç Tepe) breş oluşumu ve sıvı sirkülasyonunun arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Hasar zonları sıvı döngüsü için ideal alanlardır. Bu kesimlerde sıvı sirkülasyonunu temsil eden damar oluşumları gözlenmektedir (Şekil 3.35). Damarların dolgusunu kalsit mineralleri oluşturur. Gözlem alanındaki hasar zonları yersel talus depolanmaları ve kollüviyal kama oluşumları ile örtülürken bir kısım hasar zonu alanları ise güncel toprak örtüsü tarafından örtülür. Bu harita alanı içerisindeki diğer gözlem yeri (GY-9) Hamamlı yerleşim yerinin güneybatısında yer alır. Ana fay, gözlem alanının daha kuzeyinde yer almaktadır. İnceleme alanı ise Kuvaterner/Holosen çökellerinin depolanmasını kontrol eden ve/veya kesen faylar içerir (Şekil 3.36, 3.37). Alan içerisinde hem temel kayalar hem de Kuvaterner çökellerde kayma düzlemi gelişimi belirgindir (Şekil 3.38). Bu kayma düzlemlerinin geliştiği kesimlerde özellikle temel kayalarda kataklastik zon gelişimleri belirlenmiştir. Fay çekirdekleri yaklaşık 3-4 cm genişlikte ve gauç türü fay kayası ile temsil olur. Fay çekirdeğine göre güney ve kuzey blok karakteri bazı farklılıklara sahiptir. Kuzey blok (tavan blok) hasar zonu 170 m genişliğe sahip olup Kuvaterner-Holosen birimlerinde gelişmiştir.



Şekil 3.36 GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) temel kaya ile güncel çökeller arasında gelişen fayın arazi görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)



Şekil 3.37 GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) Kuvaterner çökellerde gelişen birbirine paralel fayların yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)



Şekil 3.38 GY-9 gözlem alanında (Hamamlı bölgesi) Kuvaterner çökellerde gelişmiş fay düzleminin yakın görünümü (Konum için şekil 3.11'e bakınız)

Bu kesim Riedel kırıkları ve bazı damarların gelişimi ile temsil olur. Güney blok (taban blok) hasar zonu ise 700 m genişliğe ve yaygın kırılanmalara ev sahipliği yapar. Kırılanmalara kaotik ve mozayik türü breşlerde eşlik eder.

Harita alanı içerisindeki diğer gözlem yeri (GY-10) segmentin daha kuzeydoğusunda yer almaktadır. Segmenti temsil eden faylanmalar bu kesimde daha dar bir zon içerisinde yüzeylemektedir. Bitki örtüsünün yaygın olduğu bu bölgede faylanma temel kaya ile Kuvaterner-Holosen çökelleri arasındadır. Alan aynı zamanda ana fay ve 1944 deprem yüzey kırığının geçtiği kesimi temsil etmektedir. Kayma düzlemi temel kaya üzerinde gelişmiş olup DKD-BKB doğrultuludur. Kataklastik zonun ancak hasar zonu kesimi tanımlanabilmiştir. Kuzey blokta yer alan Kuvaterner-Holosen çökellerinde geniş ondülasyonlu kıvrımlanma gözlenirken güney bloğu oluşturan kireçtaşları ise yoğun kırılanmalıdır. Alan morfolojisinin sarp ve örtülü olması nedeniyle kataklastik zon ayırdımının yapılması mümkün olmamıştır.

3.4.2 Kinematik ve dinamik analiz

Arazi alışmaları 1944 deprem segmenti boyunca zonun belirli bölgelerinde fay kayma analizinin yapılabilceği tipik alanlardan seçilmiştir. Toplamda 172 lm gerçekleştirilmiştir. Bu lmler 10 gözlem yerinden 50 ölçüm noktasından elde edilmiştir. Her bir ölçüm noktasında kayma düzleminin yüzeyleme derecesine göre 1 ile 14 arasında değişen miktarlarda ölçüm alınmıştır. lm noktalarında kayma düzleminin durumu, kayma iziğinin yan yatımı ya da durumu pusula yardımıyla belirlenip yer değiştirme özellikleri kayıt altına alınmıştır. Yer değiştirme karakteri kayma düzleminin bileşen özelliği ve kayma yönü belirteçlerinden bloğun hareket yönü belirlenmiştir. Elde edilen ölçümlerin kalitelendirilmesinde literatürde belirtilen A, B, C, D ve E harfleri kullanılmıştır (Zoback 1992, Delvaux vd. 1995b, 1997b, Sperner vd. 2003). Bunlardan A en iyi veriyi E ise en kötü veriyi temsil etmektedir (izelge 3.1).

Fay kayma analizleri kinematik ve dinamik analizlerin gerçekleştirilmesine olanak sağlamaktadır (Blenkinsop 2006). Bu kapsamda kinematik (streyn, streyn oranı) ve dinamik analiz (stres) için pek çok model önerilmiştir (Angelier 1989, 1994, Lisle 1987, Marett ve Allmendinger 1990). Bu metodlardan Marett ve Allmendinger (1990), P (kısalma) ve T (genişleme) eksenlerinin moment tensör toplamaları (moment tensor summations) metodu kinematik analize yönelik iken stres terslenme (stress inversion) metodu (Angelier 1989, 1994) ise dinamik analizi temsil etmektedir. Bu modeller belirli kabullenmeler üzerine kuruludur (Pollard vd. 1993, Twiss ve Unruh 1998, Blenkinsop 2006).

Kinematik analiz için Allmendinger (2015) tarafından hazırlanan (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>) Faultkinwin v.7.4.1 yazılım programı kullanılmıştır. Tez formatı kapsamında yazılım programında eş-alan neti alt yarım küreler üzerinde kayma düzlemi, kayma çizgiselliklerinin ve tanjant lineasyon diyagramının gösterimine yer verilmiştir. Tanjant lineasyonu işlenen kayma çizgisinin yöneliminin tersine taban bloktaki hareket yönünü belirtmektedir. Kamb kontur diyagramında ise P (kısalma) ve T (genişleme) eksenlerinin kontur diyagramları sunulmuştur. Bu diyagramlarda kinematik eksenler de belirtilmiştir.

Bunlardan 1 numaralı eksen genişlemeyi, 3 numaralı eksen ise kışalmayı temsil etmektedir. Programda Bingham analizi (Linked Bingham Analysis) mini tablo olarak sunulmuştur. Tablo bir bakıma kinematik eksenler ile birlikte kontur diyagramı olarak gösterilen P ve T eksenleri maksimalarının matematiksel tanımlanmasıdır. Matematiksel hesaplamalar “eigenvalue” değerleri ile “eigenvektor” gidiş ve dalım değerlerini ortaya koymaktadır. Buna göre streyn düzlemindeki P ve T eksenlerinin uygun yoğunlaşmasından yola çıkılarak +0.5’den -0.5 arasında değerler elde edilecektir. Bunlardan positif değer genişlemeye işaret ederken negatif değer kışalmaya karşılık gelmektedir. “Eigenvector” ise streyn eksenlerinin durumunu ortaya koymaktadır.

Dinamik analiz için Delvaux ve Sperner (2003) tarafından hazırlanan Wintensor v. 5.0.2 programı (<http://www.damiendelvaux.be>) kullanılmıştır. Program detaylı kayma analizlerinin tanımlanması ve paleostres analizlerinin yapılmasına olanak sağlamaktadır. Tensor programı bir bakıma Angelier ve Mechler (1977) tarafından ortaya konulan Right Dihedron metodunun geliştirilmiş olup Angelier (1989, 1991 ve 1994) metodunu referans almaktadır. Bu kapsamda program iki ters çözüm metodu ile çalışmaktadır. Bunlardan ilki “Right Dihedron metodu” diğeri ise “Rotasyonal Optimizasyon modeli” dir. Bu kapsamda fay düzlemleri ve ilişkili fay çizgiselliklerinin durumu, fayın türü ve hareket yönü verilerinden stres ters çözüm analizi yapılmaktadır. Program ile σ_1 (maksimum sıkışma), σ_2 (ortanca sıkışma), σ_3 (minimum sıkışma), R (stres oranı, $R=\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3$) değerleri yanında R’ değeri (stres rejim indeksi), α açı değeri (uyumsuzluk açısı), QRWSM (Dünya Stres Haritası Kalite Derecesi) gibi detay bilgiler de elde edilmektedir. Paleostres yönelimleri, R ve R’ değerleri bölgedeki tektonik rejim ile ilgili önemli öngörüler sunmaktadır.

Çizelge 3.1 1944 deprem segmenti boyunca gözlem yerlerinden elde edilen verilerin yapısal analiz tablosu

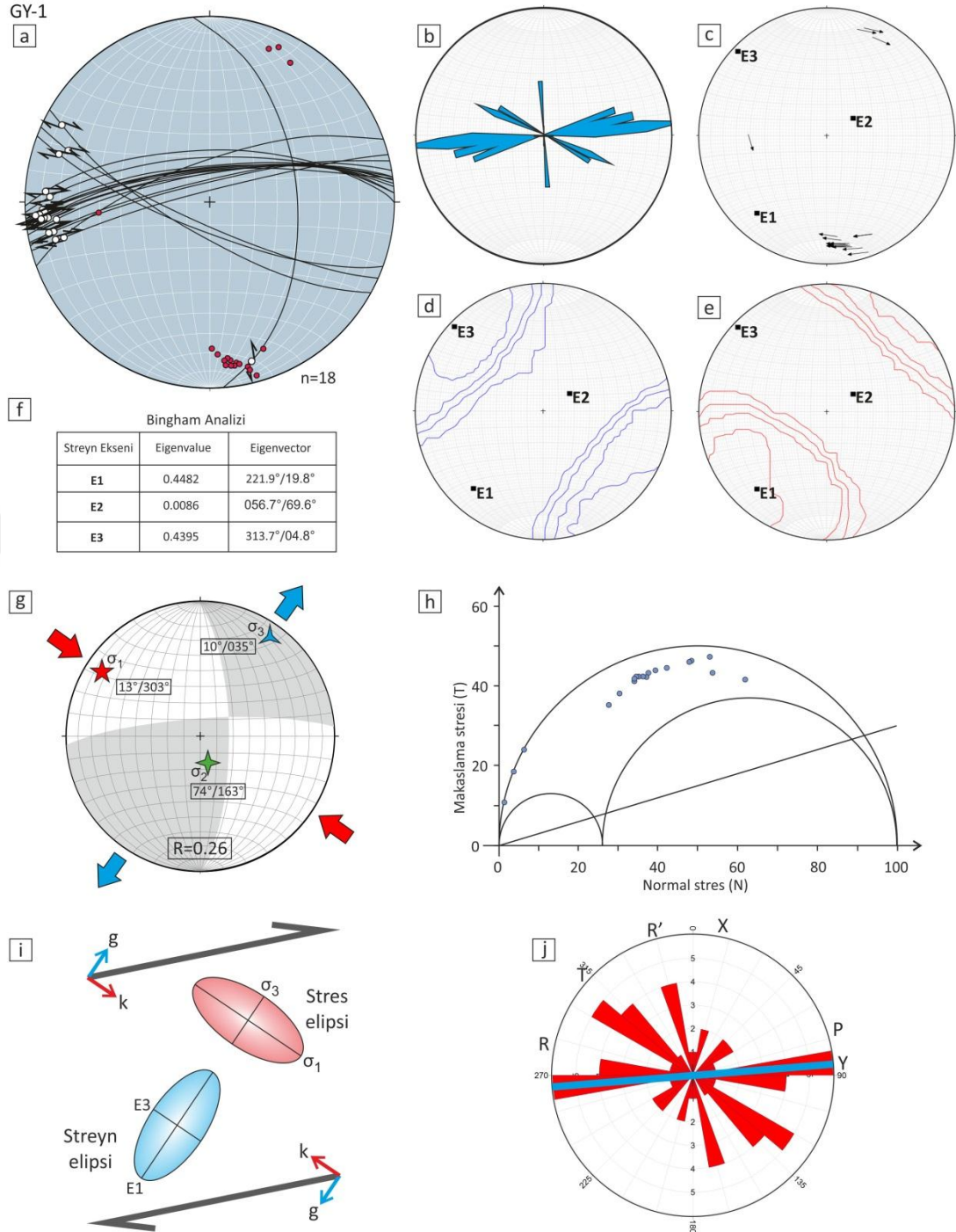
1944 Deprem Segmenti												
Gözlem Yeri	X	Y	Ölçü Sayısı	Paleostres			R Değeri	R' Değeri	α	QRWSM	Tektonik Rejim	
				σ_1	σ_2	σ_3						
Bolu Bölgesi	GY-1	378995	4504777	18	13/303	74/163	10/035	0.26	1.74	3.8	B	Sıkışma Bileşenli Doğrultu Atım
	GY-2	391209	4506761	14	01/297	52/205	38/028	0.05	1.95	8.7	C	Sıkışma Bileşenli Doğrultu Atım
	GY-3	394489	4510639	26	05/316	75/065	14/224	0.42	1.58	3.8	A	Saf Doğrultu Atım
	GY-4	394850	4511130	14	24/115	55/244	24/013	0.55	1.45	6.5	C	Saf Doğrultu Atım
	GY-5	398377	4509920	17	22/140	51/261	30/037	0.55	1.45	5.8	B	Saf Doğrultu Atım
Yeniçağa Bölgesi	GY-6	409846	4512722	15	31/115	58/311	07/210	0.77	1.23	5.1	B	Genişleme Bileşenli Doğrultu Atımlı
	GY-7	424764	4515121	16	09/307	43/208	45/046	0.4	2.4	7.8	B	Verev Sıkışmalı
Hamamlı Bölgesi	GY-8	465570	4523113	15	09/109	80/316	04/199	0.32	1.68	3.6	B	Sıkışma Bileşenli Doğrultu Atım
	GY-9	469611	4523601	22	27/301	63/119	00/210	0.73	1.27	5	B	Genişleme Bileşenli Doğrultu Atım
	GY-10	475990	4525617	15	07/305	70/055	19/212	0.45	1.55	3.6	B	Sıkışma Bileşenli Doğrultu Atım

X, Y: UTM koordinatları (36T), R: stres oranı, R': stres rejim indeksi, α : Uyumsuzluk açısı, QRWSM: Dünya Stres Haritası Kalite Derecesi

Bolu Bölgesi

GY-1 gözlem alanında 18 adet kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 4 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir. Kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçümleri eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 3.39.a olarak verilmiştir. Fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur. Daha az orandaki faylar ise KB-GD uzanımlıdır (Şekil 3.14, 3.39.b). Fay düzlemleri ağırlıklı olarak dike yakın açıda ve kuzeye eğimlidir. Fay çizgiselliklerinin yan yatımı 7° - 19° arasındadır. Doğrultu atımlı fay karakterinde olan bu faylar küçük oranlarda ters ve normal eğim bileşenine sahiptirler. Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları Şekil 3.39.c, d, e ve f’de verilmektedir. Şekil 3.39.c kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramı taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketini belirtmektedir. Diyagramdaki E2 eksen kuzeydoğu çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Şekil 3.39.d ve 3.39.e’de P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarını vermektedir. Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısılma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme eksen (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısılma eksen (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi kapsamında E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları Şekil 3.39.f olarak sunulmuştur. Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi $K57^{\circ}D$ ve $\sim 70^{\circ}$ dalım açıdır ($56.7^{\circ}/69.6^{\circ}$). E1 eksen (genişleme) $G42^{\circ}B/20^{\circ}$ ($221.9^{\circ}/19.8^{\circ}$) durumlu iken E3 ekseninin (kısılma) durumu $K46^{\circ}B/5^{\circ}$ dir ($313.7^{\circ}/04.8^{\circ}$). Hem genişleme hem de kısılma eksenleri yatay veya yataya çok yakın konumdadır. Genişleme ve kısılma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4482 ve 0.4395 olup azami değer sınırlarına (0.5 ve -0.5) çok yakındır.

Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ise şekil 3.39.g olarak sunulmaktadır. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 , σ_3) sırasıyla σ_1 : $13^{\circ}/303^{\circ}$, σ_2 : $74^{\circ}/163^{\circ}$ ve σ_3 : $10^{\circ}/035^{\circ}$ ’dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır.

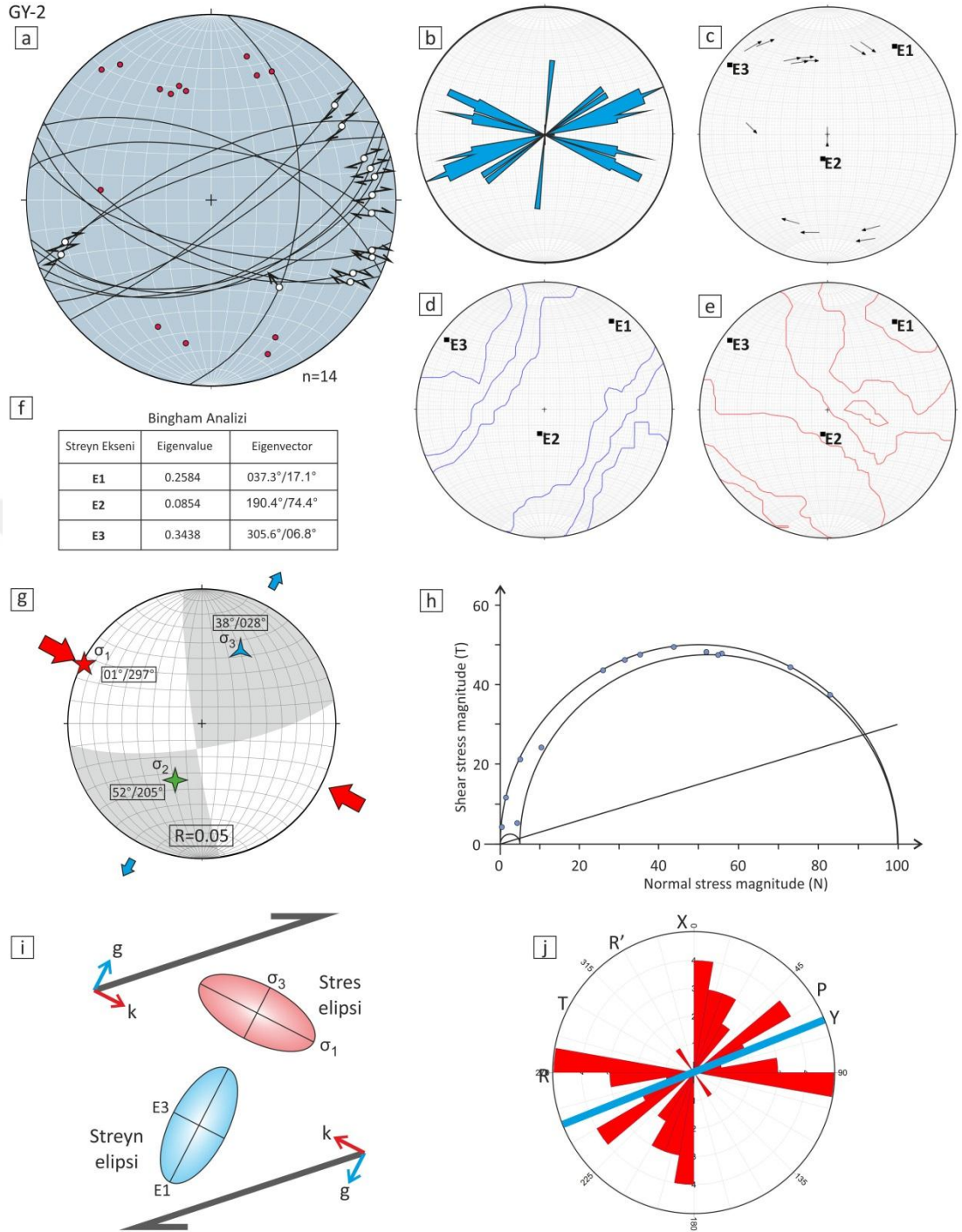


Şekil 3.39 1944 deprem segmenti boyunca GY-1 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Sultanbey) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkiyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

En büyük (σ_1) ve en küçük (σ_3) paleostresler yataya yakın değerdedirler. R değeri ise 0.26 olup bölge sıkışmalı doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Tüm bu sonuçlar bölgedeki faylanma gelişiminin KB-GD yönelimli sıkışma ve KD-GB yönelimli bir genişleme/gerilme ile ilişkili olduğunu ortaya koyar (Şekil 3.39.g). Kayma düzlemlerinin makaslama ve normal stres verileri Mohr diyagramında grafiksel olarak sunulmaktadır. Mohr diyagramındaki noktaların dağılımı ve yoğunlaştığı bölge GY-1 alanının reaktivite alanı olduğunu ve faylanmalarda makaslama stresinin normal strese göre egemen olduğunu belirtir. Grafik ayrıca bölgede yanal sıkışmalı bir deformasyon gelişimine işaret etmektedir (Şekil 3.39.h). Bölgedeki kinematik ve dinamik analizlerden elde edilen veriler stres ve streyn elipslerinin konumlarının şekil 3.39.i’de belirtildiği şekilde olduğunu ortaya koyar. GY-1 gözlem yerindeki kayma yüzeyleri yakınında bulunan kırıklarla belli oranda kayıt altına alınmıştır. Bu kırılanmalar makaslama kırıkları ve çatlaklardır. 36 adet kırık ölçüleri gül diyagramında gösterilmektedir (Şekil 3.39.j). Makaslama kırıkları büyük ölçüde Riedel kırıklarının R ve R’ kırılanmaları ile temsil olmaktadır. Bunlardan R kırılanmaları K80°-85°B doğrultulu iken R’ kırıkları ise K10°-20°B doğrultuludur. Açılma çatlakları (T) ise K40°-58°B doğrultuya sahiptir. GY-1 alanındaki fay düzlemleri ve kırılanmaların yönelimleri büyük ölçüde korele edilebilir nitelikte ve bölgedeki sıkışma ve genişleme yönleri ile uyumludur (Şekil 3.39.g, 3.39.j).

GY-1 gözlem alanının kuzeydoğu uzanımında yer alan **GY-2** alanından ise 14 adet kayma düzlemi ve ilişkili kayma çizizi ölçülmüştür. Ölçümler bu alandaki 6 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden alınmıştır. Kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçümlerinin eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 3.40.a olarak verilmiştir. Faylar DKD-BGB ve BKB-DGD doğrultulara sahiptir (Şekil 3.18, 3.40.b). Fay düzlemleri orta-dike yakın açılarda eğimli olup eğim yönleri kuzeydoğu ve güneybatı yönlüdür (Şekil 3.40.a). Bu alandaki fay çizgiselliklerinin yan yatımı 8°-19° arasındadır. Sağ yanal doğrultu atımlı bu faylar büyük oranda ters bileşene daha sınırlı miktarda ise normal bileşene sahiptirler. Bir ölçümde yan yatım değeri 39°’dir.



Şekil 3.40 1944 deprem segmenti boyunca GY-2 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Çaygökpınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Tanjant diyagramı taban blok konumlu blokların hem batı hem de doğu yönünde hareketini göstermektedir (Şekil 3.40.c). E2 eksen dike yakın konumdadır. Eksenin durumu $G10^{\circ}B/74^{\circ}$ ($190.4^{\circ}/74.4^{\circ}$). P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarının desenleri (Şekil 3.40.c, 3.40.d) belli oranda GY-1 gözlem alanı P ve T eksenleri kontur diyagramları ile korele edilebilir. Genişleme eksen (E1) kuzeydoğu, kısalma eksen (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi E1 eksen (genişleme) $K37^{\circ}D/17^{\circ}$ ($037.3^{\circ}/17.1^{\circ}$) E3 eksen (kısalma) ise $K55^{\circ}B/7^{\circ}$ ($305.6^{\circ}/06.8^{\circ}$) olarak verir. Her iki eksen de yataya yakın konumdadır. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.2584 ve 0.3438 dir (Şekil 3.40.f).

GY-2 gözlem alanının paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) Şekil 3.40.g'de verilmektedir. Buna göre σ_1 ana paleostres yönelimi $01^{\circ}/297^{\circ}$, σ_2 ana paleostres yönelimi $52^{\circ}/205^{\circ}$ ve σ_3 ana paleostres yönelimi $38^{\circ}/028^{\circ}$ 'dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak daha düşey konumdadır. R değeri 0.05, R' değeri ise 1.95 dir. Bölge sıkışmalı doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Dinamik analiz sonuçları bölgedeki faylanma gelişiminin egemen KB-GD yönelimli sıkışma ile ilişkili olduğunu daha sınırlı olarak KD-GB yönemli bir genişleme/gerilme etkisini ortaya koymaktadır (Şekil 3.40.g). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise C dir.

Mohr diyagramı alandaki faylanmaların reaktivite bir bölgede yer aldığını R ve R' oranlarını destekler nitelikte yanal sıkışma (transpresyonal) rejime işaret etmektedir (Şekil 3.40.h). Şekil 3.40.i olarak verilen stres ve streyn elipslerinin konumu GY-1 alanı ile korele edilebilir geometridir. Bu alanda ölçülen 28 adet kırığa ait gül diyagramı ise şekil 3.40.j olarak verilmiştir. Kırıklar Riedel kırıklarını temsil etmektedir. Gül diyagramı sonuçları bu kırıkların R, P ve X kırıklarının olduğunu ortaya koymaktadır. Bunlardan R kırıkları $K75^{\circ}-85^{\circ}B$, P kırıkları $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ ve X kırıkları ise $K00^{\circ}-10^{\circ}D$ arasında değişen doğrultularda gelişmiştir (Şekil 3.40.j).

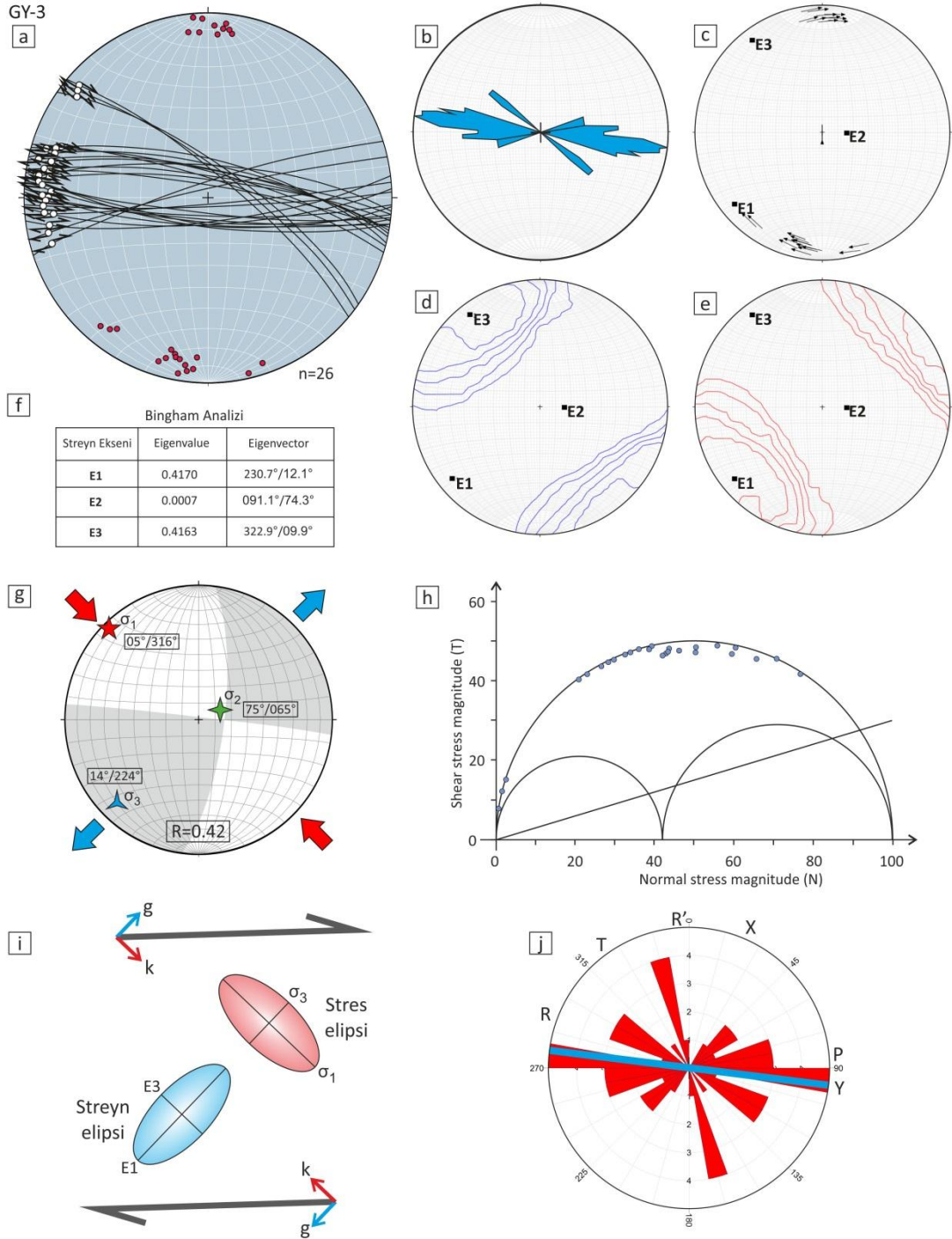
GY-3 gözlem alanını 26 adet kayma düzlemi ve kayma çiziziği ölçüsü ile temsil olmaktadır. Ölçümler bu alandaki 5 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden elde edilmiştir. Düzlem ve çizgiselliklerin konumu eş alan neti alt yarım küre üzerinde Şekil

3.41.a olarak verilmiştir. Fayların önemli kısmı BKB-DGD doğrultulu çok azı ise DKD-BGB dır (Şekil 3.22, 3.41.b). Düzlemler dike yakın ve kuzeydoğuya veya güneybatıya eğimlidir. Alanda ölçülen fay çizgiselliklerinin yan yatımı 6° - 15° arasındadır.

Sağ yanal doğrultu atımlı bu faylar büyük oranda ters bileşene nispeten daha sınırlı miktarda ise normal bileşene sahiptirler. Tanjant diyagramı taban blok konumlu fay bloklarının doğuya ya da batıya doğru hareketini belirtmektedir. Diyagramda E2 ekseninin konumu GY-2 alanı ile neredeyse 90° farklılık oluşturur. E2 eksenini $G91^{\circ}D/74^{\circ}$ ($090^{\circ}/74.3^{\circ}$) durumdadır; dalımı dike yakın açıdadır.

Alanın P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarının deseni GY-1 alanı ile korele edilebilir görünümündedir (Şekil 3.41.d, e). P ve T kontur diyagramları kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olduğunu kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanlarının ise genişleme bölgelerini oluşturduğunu ortaya koyar. Bu diyagramlarda genişleme eksenini (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısalma eksenini (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır (Şekil 3.41.d, e). Bingham analiz sonuçları E1 eksenini (genişleme) $G39^{\circ}B/12^{\circ}$ ($230.7^{\circ}/12.1^{\circ}$) ve E3 eksenini (kısalma) $K37^{\circ}B/10^{\circ}$ ($322.9^{\circ}/09.9^{\circ}$) olarak verir. Her iki eksen oldukça yatak konumdadır. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4170 ve 0.4163 dür (Şekil 3.41.f).

Bu gözlem alanının dinamik analiz kapsamında ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) Şekil 3.41.g’de verilmiştir. Buna göre sırasıyla σ_1 : $05^{\circ}/316^{\circ}$, σ_2 : $75^{\circ}/065^{\circ}$ ve σ_3 : $14^{\circ}/224^{\circ}$ durumdadır. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.42, R’ değeri 1.58 dir. Bölge saf doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Bu sonuçlar GY-10 alanındaki faylanma gelişiminin KB-GD yönelimli sıkışma ve KD-GB yönelimli bir genişleme/gerilme ile ilişkili olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.41.g). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise A dır.



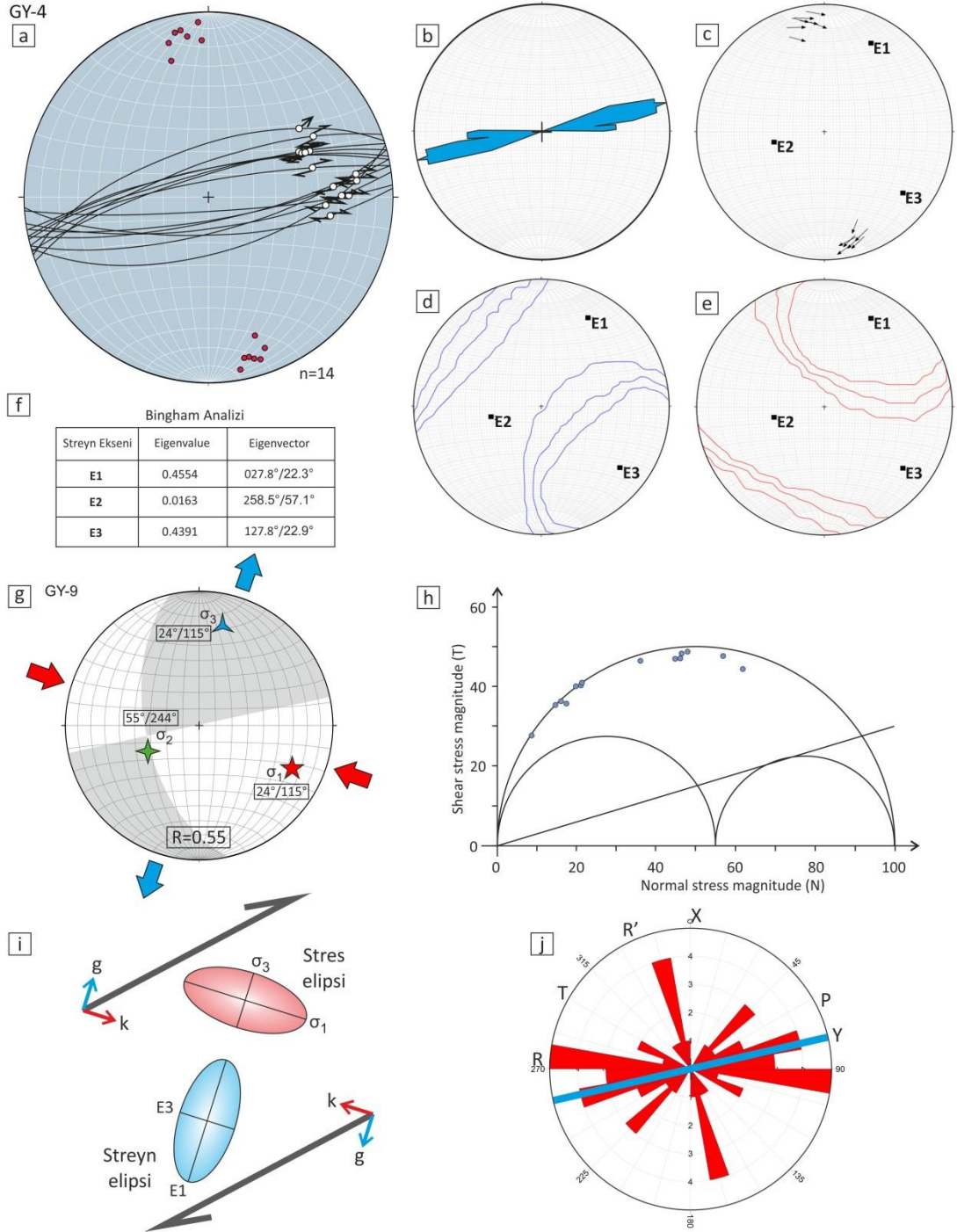
Şekil 3.41 1944 deprem segmenti boyunca GY-3 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Yenicepınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Şekil 3.41.h olarak verilen Mohr diyagramı bölgenin reaktivite fay alanı ile temsil olduğunu ve R ve R' oranlarını destekler nitelikte saf doğrultu atımlı rejime işaret etmektedir. Stres ve streyn elipslerinin konumu ve buna bağlı ana makaslamanın yönelimi GY-1 ve GY-2'den bir miktar farklılık göstermektedir (Şekil 3.41.i). 30 adet kırık ölçümlerinden elde edilen gül diyagramı şekil 3.41.j'de verilmektedir. Bu alandaki kırıklar egemen R, R' ve P kırıklarıdır. Az miktarda T ve X kırıkları yer almaktadır. Bunlardan yaygın yayımlı R kırıkları K55°-70°B, R' kırıkları K5°-20°D ve P kırıkları ise K70°-85°D arasında değişen doğrultulardadır (Şekil 3.41.j).

GY-4 gözlem alanında 14 adet kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 3 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Fay çizgiselliklerinin yan yatımı 20°-53° arasındadır. Sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan faylar verev atımlı fay karakterindedir. Kayma düzlemi belirteçleri faylanmanın verev atımlı ters ve normal fay özelliğinde geliştiğini ortaya koymaktadır. Faylar DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 3.23). Düzmelerin eğimi dike yakın açıda olup kuzeye ve güneye eğimlidir (Şekil 3.42.a, b). Fayların tanjant diyagramı taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak güneye hareketi göstermektedir. Göreceli olarak daha düşey konumlu E2 eksenini güneybatı çeyrek dilimi içerisinde yer alır (Şekil 3.42.c). P ve T eksenlerinin kontur diyagramları şekil 3.42.d ve 3.42.e'de verilmiştir. Bu diyagramlarda genişleme ve kılma bölgeleri bir miktar asimetrik yayımlı olarak görülmektedir. Genişleme eksenini (E1) kuzeydoğu çeyrek diliminde kılma eksenini (E3) ise güneydoğu çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi sonuçları E2 kinematik ekseninin durumunu G78°B/57° (258.5°/57.1°) olarak verirken E1 eksenini (genişleme) K28°D/22° (027.8°/22.3°) ve E3 eksenini (kılma) G53°D/23° (127.8°/22.9°) durumudur (Şekil 3.42.f). Bingham analizi genişleme ve kılma eksenlerinin eigenvalue değerlerini sırasıyla 0.4554 ve 0.4391 olarak sunar.

Bu gözlem alanından ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) olarak sırasıyla σ_1 : 24°/115°, σ_2 : 55°/244° ve σ_3 : 24°/013° sonuçları alınmıştır. σ_2 göreceli olarak nispeten düşey konumdadır. R değeri 0.55, R' değeri ise 1.45'dir. Tüm bu sonuçlar bölgenin saf doğrultu atım rejim etkisinde kaldığına işaret etmektedir (Çizelge 3.1).



Şekil 3.42 1944 deprem segmenti boyunca GY-4 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Yenicepınar) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

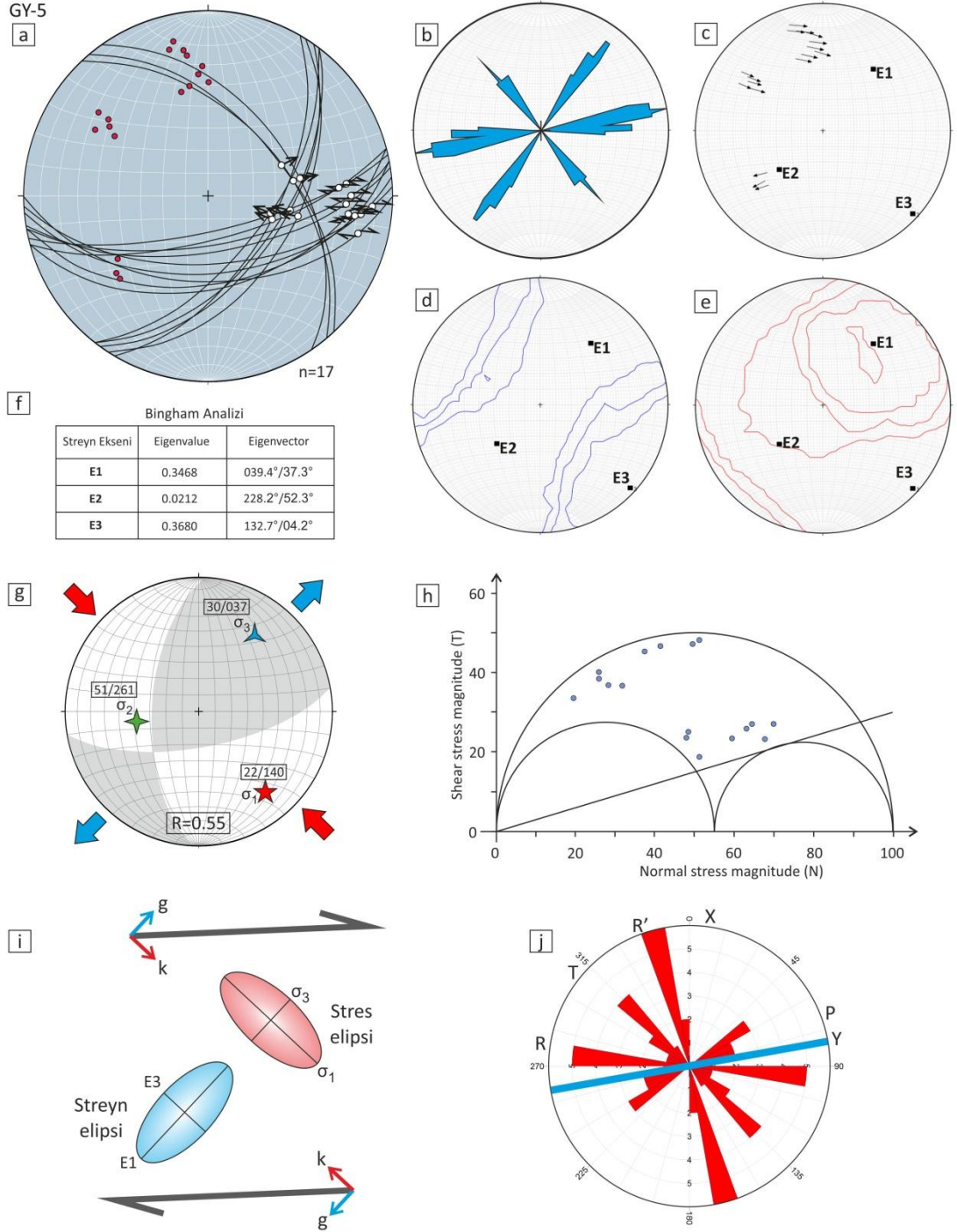
a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Şekil 3.42.g’de görüleceği üzere GY-4 alanındaki faylanma gelişimi BKB-DGD yönelimli sıkışma ve KKD-GGB yönelimli bir genişleme/gerilme ile ilişkilidir. Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise C dir.

Şekil 3.42.h’de verilen Mohr diyagramı bölgedeki faylanmaların reaktivite fay alanı yer aldığını ortaya koymaktadır. R değeri bölgedeki rejimin saf doğrultu atım rejim karakterinde olduğuna işaret etmektedir. Stres ve streyn elips konumları GY-3 alanından bir miktar farklıdır (Şekil 3.42.i). GY-1, GY-2 alanları ile daha uyumlu görünmektedir. 29 adet kırık analizi sonuçları alanda R, R’ ve P Riedel kırıklarının yaygın olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.42.j). R kırıkları $K75^{\circ}-85^{\circ}B$, R’ kırıkları $K10^{\circ}-30^{\circ}B$ ve P kırıkları ise $K60^{\circ}-65^{\circ}D$ arasında değişen doğrultulardadır. Az miktarda T ve X kırıkları gelişimi söz konusudur (Şekil 3.42.j).

GY-5 gözlem alanında 17 adet kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçüsü 4 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden alınmıştır. Kayma düzlemi ve kayma çiziklerinin konumları eş alan neti alt yarım küre üzerinde görülmektedir (Şekil 3.43.a). Fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur. Fay düzlemleri orta ve dike yakın açılarda ve güney/güneydoğuya eğimlidir. Daha az orandaki faylar ise KD-GB ve KB-GD uzanımlıdır (Şekil 3.43.a,b). Kayma çizgiselliklerinin yan yatım ölçüleri $11^{\circ}-61^{\circ}$ arasındadır. Faylar verev bileşeni olan doğrultu atımlı ya da doğrultu atım bileşeni olan verev fay karakterindedir (Şekil 3.43.a).

Kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagram taban blok konumlu blokların göreceli olarak doğuya doğru hareketini belirtmektedir (Şekil 3.43.c). P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarında kısılma eksenleri daha simetrik desen oluştururken genişleme eksenleri asimetrik desen görünümü ortaya koymaktadır (Şekil 3.43.d, e). Genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısılma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir.



Şekil 3.43 1944 deprem segmenti boyunca GY-5 gözlem alanına (Bolu Bölgesi-Burnuk) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Genişleme eksenini (E1) kuzeydoğu çeyrek diliminde, kısalma eksenini (E3) güneydoğu çeyrek diliminde yer alırken E2 eksenini ise güneybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerinin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları ortaya koymaktadır (Şekil 3.43.f). Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi $G48^{\circ}B/52^{\circ}$ ($228.2^{\circ}/52.3^{\circ}$)'dir. E1 eksenini (genişleme) $K39^{\circ}D/37^{\circ}$ ($39.4^{\circ}/37.3^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısalma) $G48^{\circ}D/4^{\circ}$ ($132.7^{\circ}/04.2^{\circ}$)'dir. E2 eksenini göreceli olarak dike yakın konumdadır. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.3468 ve 0.3680'dir.

Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ana paleostres yönelimlerini (σ_1 , σ_2 ve σ_3) ortaya koymaktadır. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $22^{\circ}/140^{\circ}$, σ_2 : $51^{\circ}/261^{\circ}$ ve σ_3 : $30^{\circ}/037^{\circ}$ 'dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır (Şekil 3.43.g). R değeri ise 0.55 olup R' değeri 1.45 dir. Bölgede saf doğrultu atım rejim (Çizelge 3.1) ve faylanma gelişimi KB-GD yönelimli sıkışma ve KD-GB yönemli bir genişleme/gerilme ile temsil olmaktadır. Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.

Mohr diyagramı ölçülen fayların reaktivite fay alanında yoğunlaştığını göstermektedir (Şekil 3.43.h). Yine buradaki R değeri bölgenin saf doğrultu atım karakterinde tektonik rejim etkisinde kaldığına işaret etmektedir. Alandaki stres ve streyn elipslerinin konumu ve ilişkili makaslama yöneliminin GY-4 alanı ile korele edilebilir niteliktedir (Şekil 3.43.ı). 38 adet kırık düzleminin gül diyagramı R, R' ve T kırıklanmalarının egemen olduğunu ortaya koymaktadır; daha az oranda P kırıkları ölçülmüştür (Şekil 3.43.j). R kırıkları $K80^{\circ}-85^{\circ}B$, R' kırıkları $K10^{\circ}-20^{\circ}B$, P kırıkları ise $K50^{\circ}-65^{\circ}D$ ve T kırıkları $K40^{\circ}-60^{\circ}B$ arasında değişen doğrultulardadır.

Yeniçağa Bölgesi

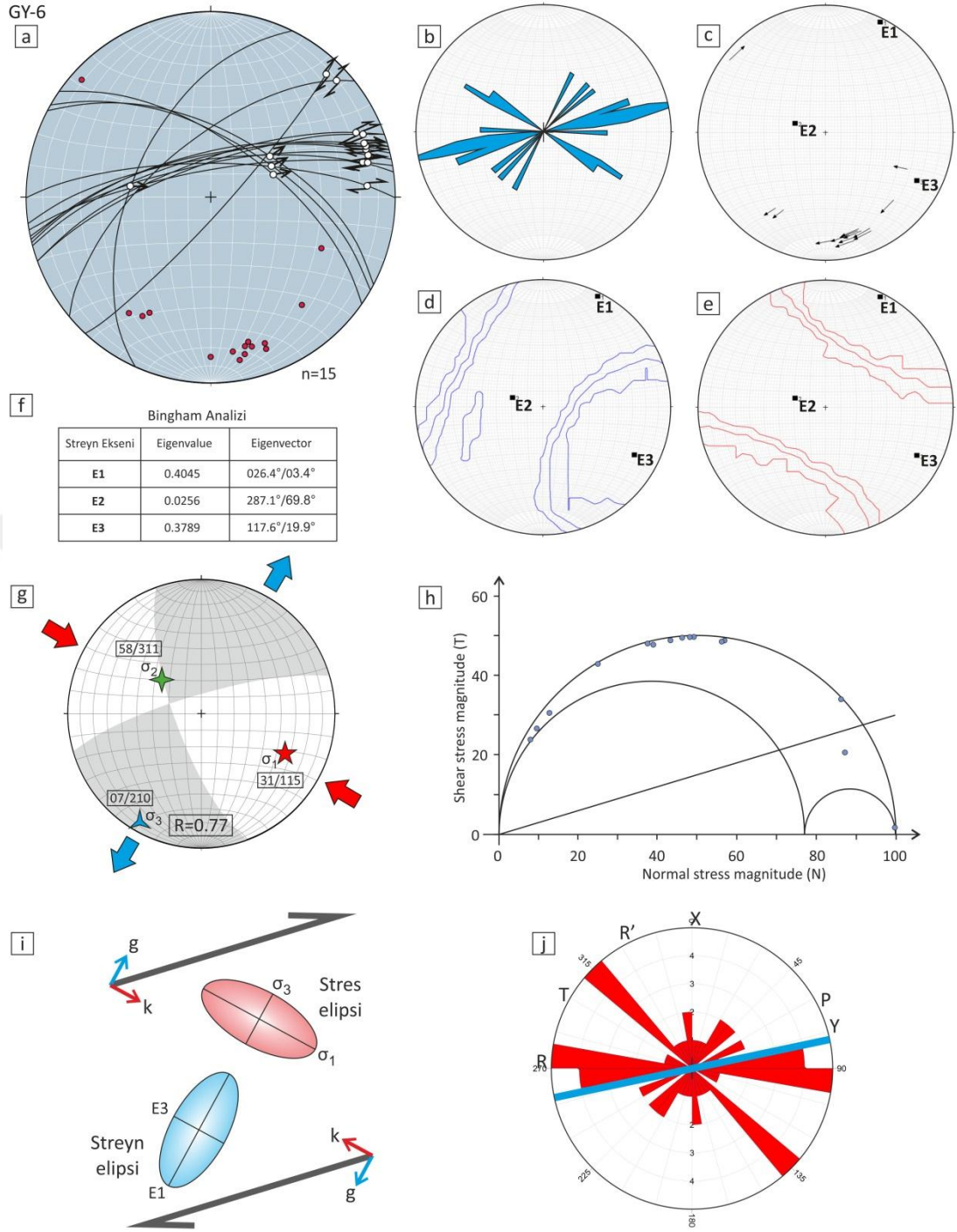
GY-6 gözlem alanında 15 adet kayma düzlemi ve kayma çizdiği 5 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Bu ölçümlerin konumları eş alan neti alt yarım küre üzerinde şekil 3.44.a olarak verilmiştir. Fayların önemli kısmı DKD-BGB

doğrultuludur. Bu doğrultudaki fay düzlemleri kuzeybatıya ve dike yakın eğimlidir (Şekil 3.26 3.44.b).

Daha az orandaki faylar ise KB-GD ve KD-GB uzanımlı olup kuzeydoğuya, kuzeybatıya ve güneydoğuya eğimlidir (Şekil 3.44.b). Kayma çizgisellikleri büyük oranda 7°-16° arasında ve az sayıda 54°-60° yan yatım açlarına sahiptir. Faylar normal bileşenli sağ yanal ve doğrultu atım bileşenli eğim atımlı (normal, ters) fay karakterindedir.

Alandaki kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramı taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketini belirtmektedir. Şekil 3.44.d ve e'de P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarını verilmektedir. Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme eksenini (E1) kuzeydoğu çeyrek diliminde, kısalma eksenini (E3) güneydoğu çeyrek diliminde yer alırken E2 eksenini ise kuzey batı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçlarını şu şekilde ortaya koyar: E1 eksenini (genişleme) $K26^{\circ}D/3^{\circ}$ ($026.4^{\circ}/03.4^{\circ}$) ve E3 eksenini (kısalma) $G63^{\circ}D/20^{\circ}$ ($117.6^{\circ}/19.9^{\circ}$) dir. E2 kinematik eksenini ise $K43^{\circ}B/70^{\circ}$ ($287.1^{\circ}/69.8^{\circ}$) durumlu olup dike yakın dalıma sahiptir. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4045 ve 0.3789 olup azami değerlere (0.5 ve -0.5) çok yakındır.

Bu gözlem alanının dinamik analizi kapsamında faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) Şekil 3.44.g olarak sunulmuştur. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $31^{\circ}/115^{\circ}$, σ_2 : $58^{\circ}/311^{\circ}$ ve σ_3 : $07^{\circ}/210^{\circ}$ 'dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.77 ve R' değeri 1.23 dür. Bölge genişlemeli doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Böylesi rejim ise KB-GD yönelimli sıkışma ve KD-GB yönelimli bir genişleme/gerilme stresleri etkisi altındadır (Şekil 3.44.g). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.



Şekil 3.44 1944 deprem segmenti boyunca GY-6 gözlem alanına (Yeniçağa bölgesi-Batı kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

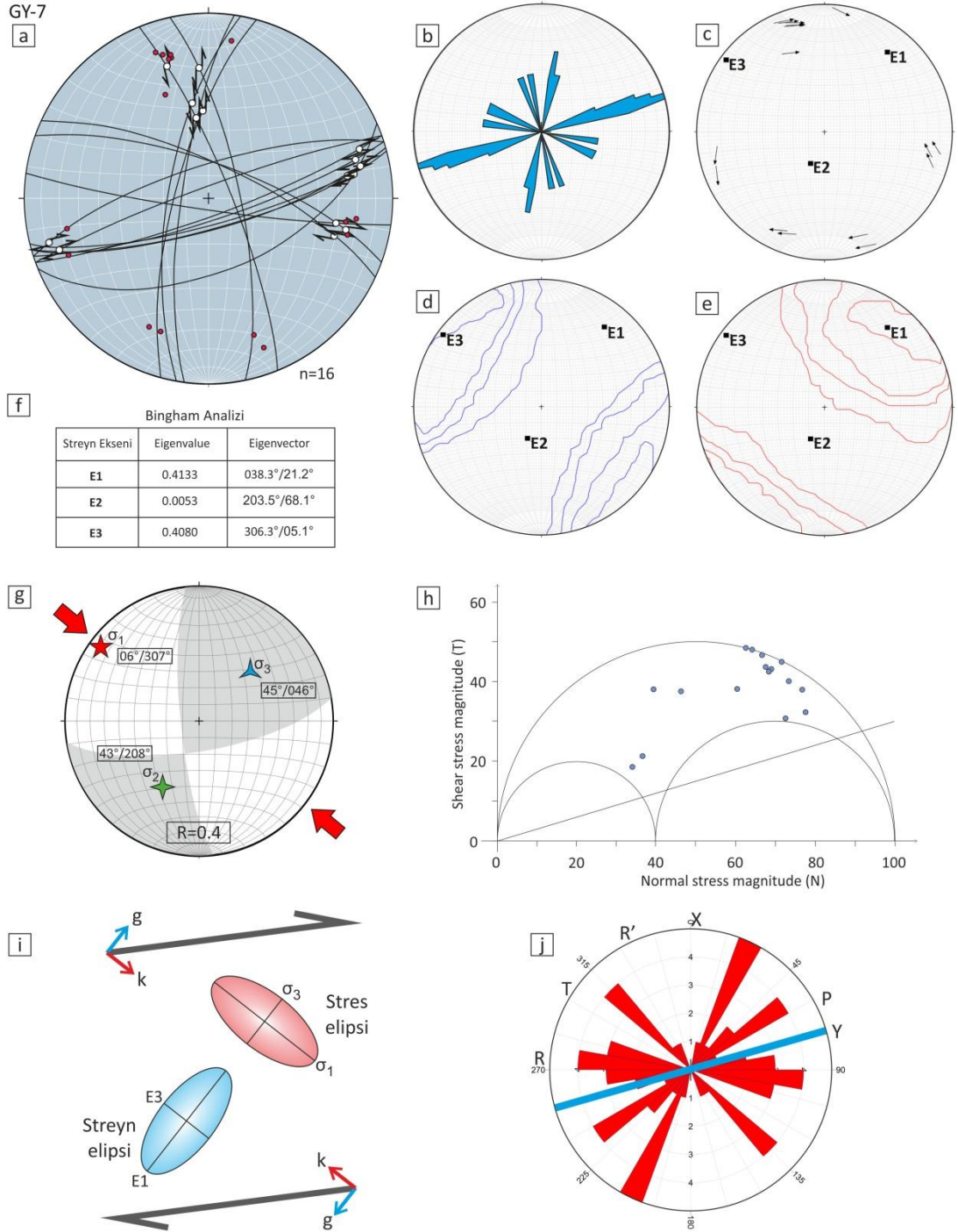
a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Şekil 3.44.h olarak verilen Mohr diyagramı bir ölçüm hariç tümünün reaktivite fay alanında olduğunu göstermektedir. Stres oran (R) değeri bu diyagramda da yanal genişleme (trastensional) rejimine işaret etmektedir. Alanın stres ve streyn elipslerinin konumu şekil 3.44.i’de sunulmaktadır.

Bölgeden elde edilen kırık ölçümlerinin analizi kırıklanmalar büyük oranda R, R’ ve P kırıklanmaları olduğunu ortaya koymaktadır. Az miktarda X kırıkları da yer almaktadır. Gül diyagramı analizi R kırıklarının $K75^{\circ}-85^{\circ}B$, R’ kırıklarının $K20^{\circ}-30^{\circ}B$ ve P kırıklarının ise $K60^{\circ}-65^{\circ}D$ arasında değişen doğrultularda geliştiğini göstermektedir (Şekil 3.44.j).

GY-7 olarak belirtilen bölgede tipik 16 adet kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 8 adet fay düzlemi yüzeylemelerinden elde edilmiştir. Bu yapısal veriler eş alan neti alt yarım küre üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3.45.a). Fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 3.27). Bir kısım faylar ise KB-GD ve KD-GB uzanımlıdır (Şekil 3.28, 3.45.b). Düzlemlerin eğimi dike yakın açıda ve genelde güneydoğuya eğimlidir; az oranda kuzeybatı eğime sahiptir (Şekil 3.45.a).

Bu alandaki fay çizgiselliklerinin yan yatımı $10^{\circ}-53^{\circ}$ arasındadır. Bu çizgiselliklerin önemli bölümünün yan yatım değerleri $10^{\circ}-30^{\circ}$ arasındadır. Alandaki faylanmalar sağ ve sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olup ters ve normal bileşene sahiptir. Yine bu faylardan önemli bölümü ters bileşen karakterindedir Sağ yanal doğrultu atımlı bu faylar büyük oranda ters bileşene daha sınırlı miktarda ise normal bileşene sahiptirler (Şekil 3.45.a). Faylardaki böylesi değişim taban blok konumlu fay bloklarının hareketinin de farklı olduğunu ortaya koymaktadır. Bu durum tanjant diyagramında görülmektedir (Şekil 3.45.d). Kayma düzlemlerinden elde edilen P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarında genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri, kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları ise genişleme bölgeleri olarak görülmektedir (Şekil 3.45.d, e). Kontur diyagramı desenleri Bolu bölgesinin bazı alanları ile korele etmek mümkündür. Bingham analizi kapsamında E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları şekil 3.45.f olarak sunulmuştur.



Şekil 3.45 1944 deprem segmenti boyunca GY-7 gözlem alanına (Yeniçağa bölgesi-Doğu kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi $G23^{\circ}B$ ve $\sim 21^{\circ}$ ($203.5^{\circ}/68.1^{\circ}$) dir. E1 eksenini (genişleme) $K38^{\circ}D$ ve $\sim 21^{\circ}$ ($038.3^{\circ}/21.2^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısalmaya) $K54^{\circ}B$ ve $\sim 5^{\circ}$ ($306.3^{\circ}/05.1^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısılmaya eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4133 ve 0.4080 olup azami değerlere (0.5 ve -0.5) çok yakındır.

Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ise Şekil 3.45.g olarak sunulmaktadır. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) Şekil 3.45.g’de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $09^{\circ}/307^{\circ}$, σ_2 : $43^{\circ}/208^{\circ}$ ve σ_3 : $45^{\circ}/046^{\circ}$ ’dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.4 ve R’ değeri ise 2.4 dır. σ_1 ve σ_3 paleostresler yataya yakın/yatay konumdadır. Bu bulgular bölgenin verrev sıkışmalı rejim ile temsil olduğunu ortaya koyar (Çizelge 3.1). Tüm sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde bölgedeki faylanma gelişiminin KB-GD yönelimli sıkışma ile ilişkili olduğunu ortaya koyar (Şekil 3.45.g). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.

Bölgedeki faylanmaların Mohr diyagramı fayların yoğunlaştığı bölgenin reaktivite fay alanı olduğuna işaret etmektedir. Yine R ve R’ oranlarını ise verrev sıkışmalı rejimi göstermektedir (Şekil 3.45.h). Stres ve streyn elipslerinin konumu Bolu bölgesi ile karşılaştırılır konumdadır (Şekil 3.45.i). Bölgeden elde edilen kırıklar gül diyagramına işlenmiştir. 32 adet ölçümle oluşturulan diyagramda R ve P kırıklarının yaygın olduğu görülmektedir. R kırıkları $K70^{\circ}-85^{\circ}B$, P kırıkları ise $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ arasında değişen doğrultularda gelişmiştir (Şekil 3.45.j). Bir kısım kırılanmalar ise oluşan bu faylanma ile ilişkili görünmemekte ve muhtemelen KAFZ’ye göre pre-tektonik oluşumlardır (Şekil 3.45.j).

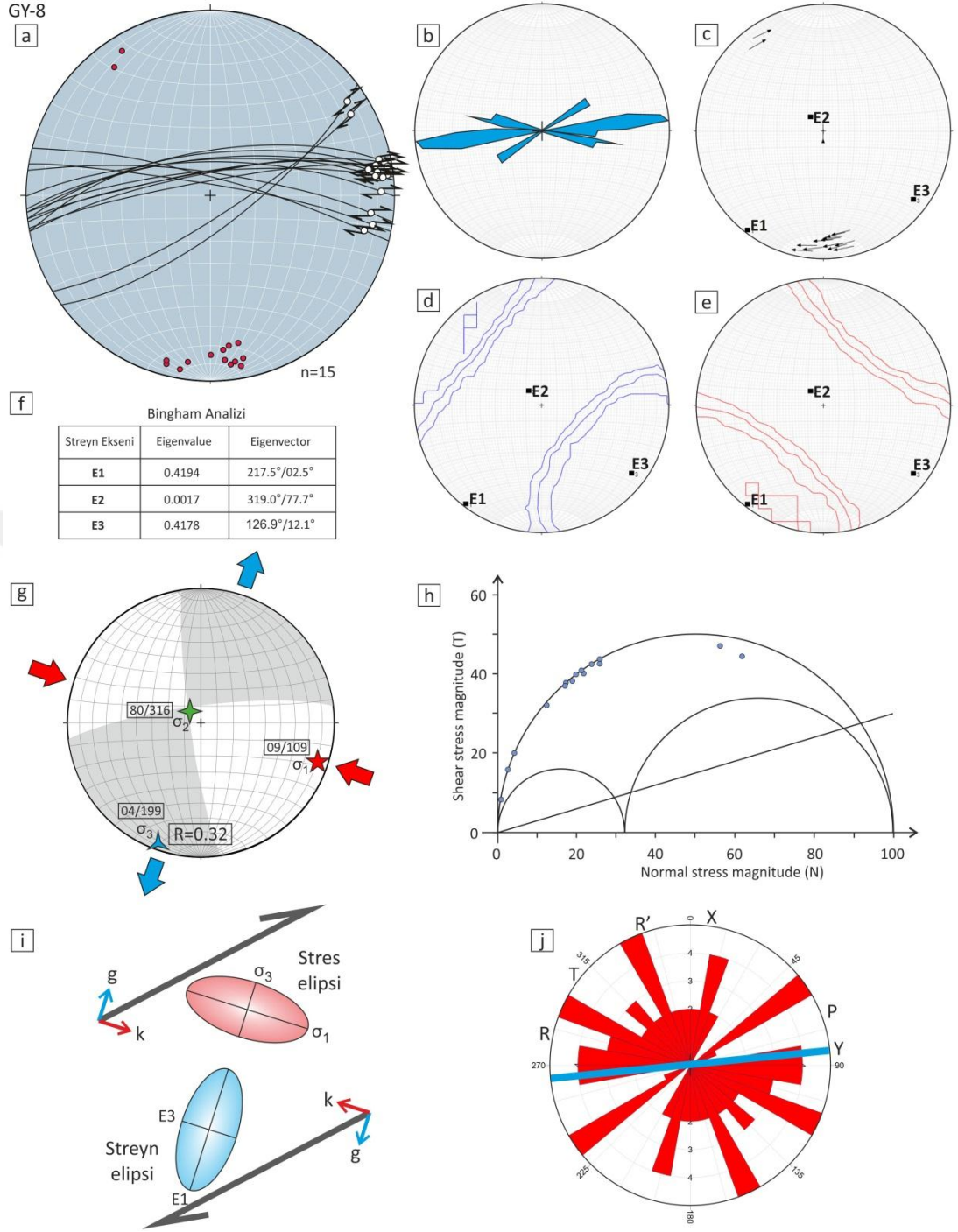
Hamamlı Bölgesi

GY-8 gözlem alanında 15 adet kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 4 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçümleri eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 3.46.a olarak verilmiştir. Fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 3.31, 3.33, 3.46.a, b). Düzmelerin eğimi dike yakın açıda olup geneli kuzeybatı ve

kuzeydoğuya az miktarı ise güneydoğuya eğimlidir. Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları Şekil 3.46.c, d, e ve f’de verilmektedir. Şekil 3.46.c kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramını sunmaktadır. Diyagram taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketini belirtmektedir. E2 eksenini kuzeybatı çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Şekil 3.46.d ve e’de P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarını vermektedir. Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme eksenini (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısalma eksenini (E3) ise güneydoğu çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi kapsamında E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerinin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları Şekil 3.46.f olarak sunulmuştur. Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi $K41^{\circ}B$ ve $\sim 78^{\circ}$ ($319.0^{\circ}/77.7^{\circ}$) dir. E1 eksenini (genişleme) $G37^{\circ}B$ ve $\sim 2^{\circ}$ ($217.5^{\circ}/02.5^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısalma) $G53^{\circ}D$ ve $\sim 2^{\circ}$ ($126.9^{\circ}/12.1^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4482 ve 0.4395 olup azami değerlere (0.5 ve -0.5) çok yakındır.

Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ise Şekil 3.46.g olarak sunulmaktadır. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) Şekil 3.40.g’de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $09^{\circ}/109^{\circ}$, σ_2 : $80^{\circ}/316^{\circ}$ ve σ_3 : $04^{\circ}/199^{\circ}$ ’dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri ise 0.32, R’ değeri 1.68 dir. Bölge sıkışma bileşenli doğrultu atım rejim ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir. Şekil 3.46.h’de verilen Mohr diyagramında fayların yoğunlaştığı bölge reaktivite fay alanı ile temsil olmakta olup R ve R’ oranlarını destekler niteliktedir. Bu sonuçlara göre stres ve streyn elipslerinin konumu Şekil 3.46.i olarak verilmektedir.

Şekil 3.46.j’de verilen gül diyagramında 46 adet kırığın analizi görülmektedir. R, R’ ve P kırıklarının yaygın olduğu görülmekte olup T ve X kırıkları da yer almaktadır. R kırıkları $K60^{\circ}-85^{\circ}B$, R’ kırıkları $K05^{\circ}-30^{\circ}B$ ve P kırıkları ise $K55^{\circ}-65^{\circ}D$ arasında değişen doğrultulara sahiptir.



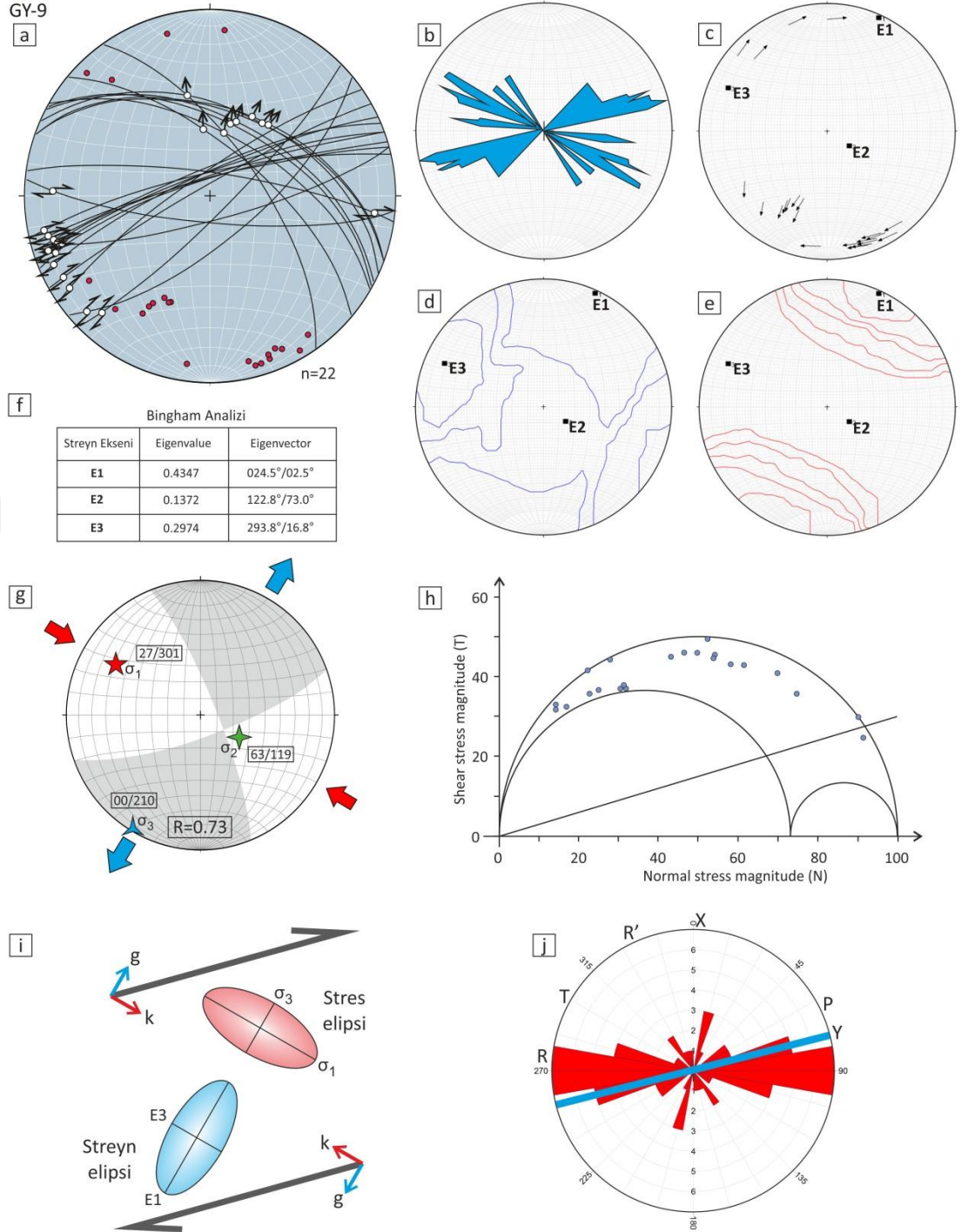
Şekil 3.46 1944 deprem segmenti boyunca GY-8 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Batı kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

GY-9 gözlem alanında 22 adet kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 8 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçümleri eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları Şekil 3.47.a olarak verilmiştir. Fayların önemli bir kısmı KD-GB doğrultulu diğer kısmı ise KB-GD doğrultuludur (Şekil 3.36-3.38). Düzmelerin eğimi dike yakın açıda ve kuzeye veya güneye eğimlidir. Daha az orandaki faylar ise BKB-DGD uzanımlıdır (Şekil 3.47.b).

Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları Şekil 3.47.c, d, e ve f'de verilmektedir. Şekil 3.47.c kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramını sunmaktadır. Diyagram taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketini belirtmektedir. E2 eksenini güneydoğu çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Şekil 3.47.d ve e'de P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarını vermektedir. Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme eksenini (E1) kuzeydoğu çeyrek diliminde kısalma eksenini (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi kapsamında E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerinin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları Şekil 3.47.f olarak sunulmuştur. Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi $G57^{\circ}D$ ve $\sim 73^{\circ}$ ($122.8^{\circ}/73^{\circ}$) dir. E1 eksenini (genişleme) $K24^{\circ}D$ ve $\sim 2^{\circ}$ ($024.5^{\circ}/02.5^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısalma) $K66^{\circ}B$ ve $\sim 17^{\circ}$ ($293.8^{\circ}/16.8^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4347 ve 0.2974 olup azami değerlere (0.5 ve -0.5) çok yakındır.

Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ise şekil 3.47.g olarak sunulmaktadır. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) şekil 3.47.g'de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $27^{\circ}/301^{\circ}$, σ_2 : $63^{\circ}/119^{\circ}$ ve σ_3 : $00^{\circ}/210^{\circ}$ 'dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.73 ve R' değeri 0.1.27 dir. Bölge genişlemeli doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.



Şekil 3.47 1944 deprem segmenti boyunca GY-9 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Orta kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

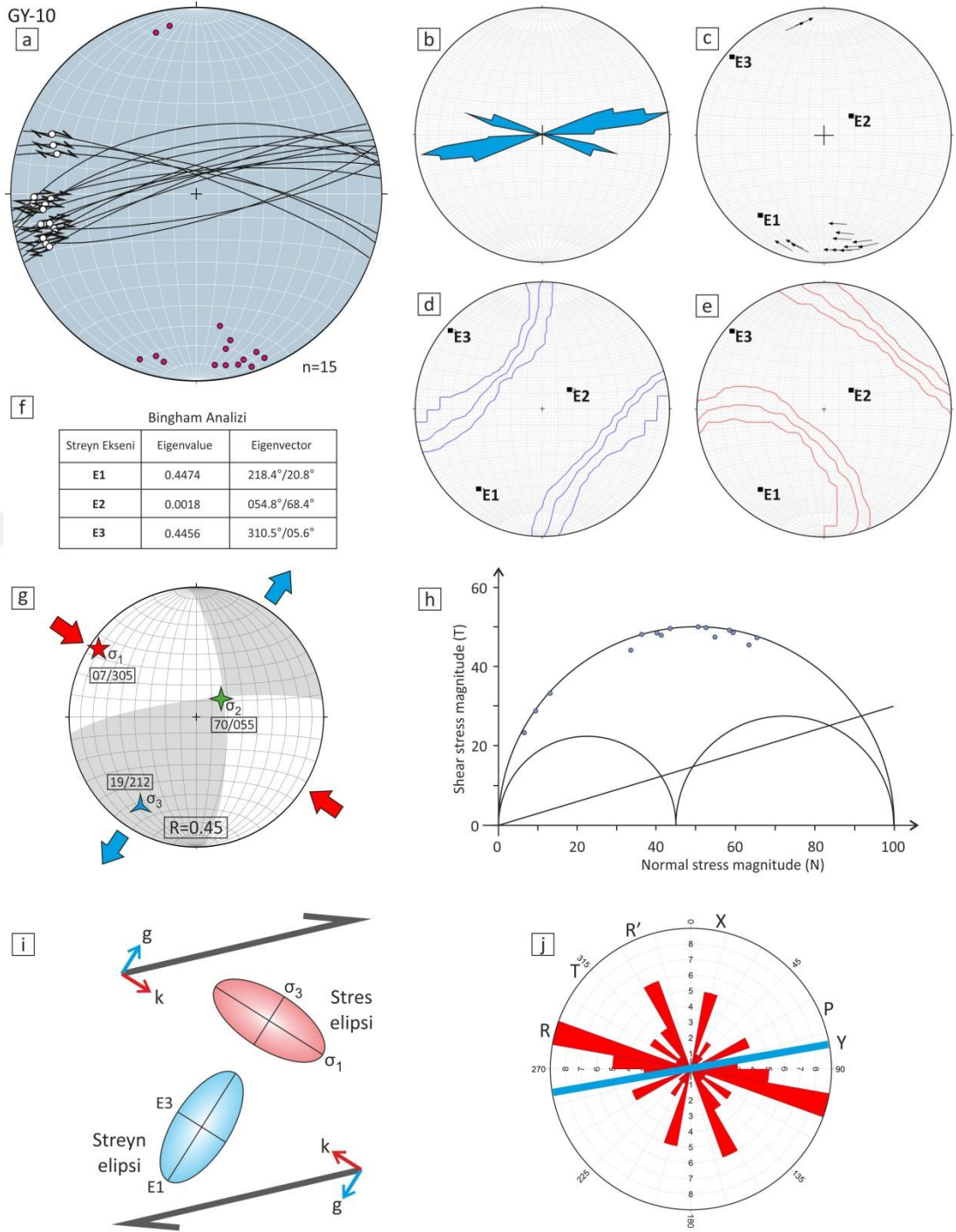
Şekil 3.47.h’de verilen Mohr diyagramında faylar reaktivite fay alanında yoğunlaşmış olup R ve R’ oranlarını destekler nitelikte trastansiyonel rejime işaret etmektedir. Bu sonuçlara göre stres ve streyn elipslerinin konumu şekil 3.47.i olarak verilmektedir.

Şekil 3.47.j’de 38 adet kırığın gül diyagramındaki görünümüne bakıldığında R kırıklarının inceleme alanında yaygın olduğunu göstermektedir. Az miktarda T, R’ ve X kırıkları da gözlenmiştir. R kırıkları yaklaşık D-B, R’ kırıkları K30°-40°B, X kırıkları K10°-20°B ve T kırıkları K55°-65°B arasında değişen doğrultular sunmaktadır.

GY-10 gözlem alanında 15 adet kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 3 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden ölçülmüştür. Kayma düzlemi ve kayma çizizi ölçümleri eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 3.48.a olarak verilmiştir. Fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur. Düzmelerin eğimi dike yakın açıda olup çoğunluğu kuzeye çok azı güneye eğimlidir. Daha az orandaki faylar ise KB-GD uzanımlıdır (Şekil 3.48.b).

Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları şekil 3.48.c, d, e ve f’de verilmektedir. Şekil 3.48.c kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramını sunmaktadır. Diyagram taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketini belirtmektedir. E2 ekseni kuzeydoğu çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Şekil 3.48.d ve e’de P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarını vermektedir.

Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme ekseni (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısalma ekseni (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. Bingham analizi kapsamında E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvector sonuçları Şekil 3.48.f olarak sunulmuştur. Tabloda E2 kinematik ekseninin gidişi K55°D ve ~68° (054.8°/68.4°) dir. E1 ekseni (genişleme) G38°B ve ~21° (218.4°/20.8°) iken E3 ekseni (kısalma) K50°B ve ~6° (310.5°/05.6°) dir. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4482 ve 0.4395 olup azami değerlere (0.5 ve -0.5) çok yakındır.



Şekil 3.48 1944 deprem segmenti boyunca GY-10 gözlem alanına (Hamamlı Bölgesi-Doğu kesim) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

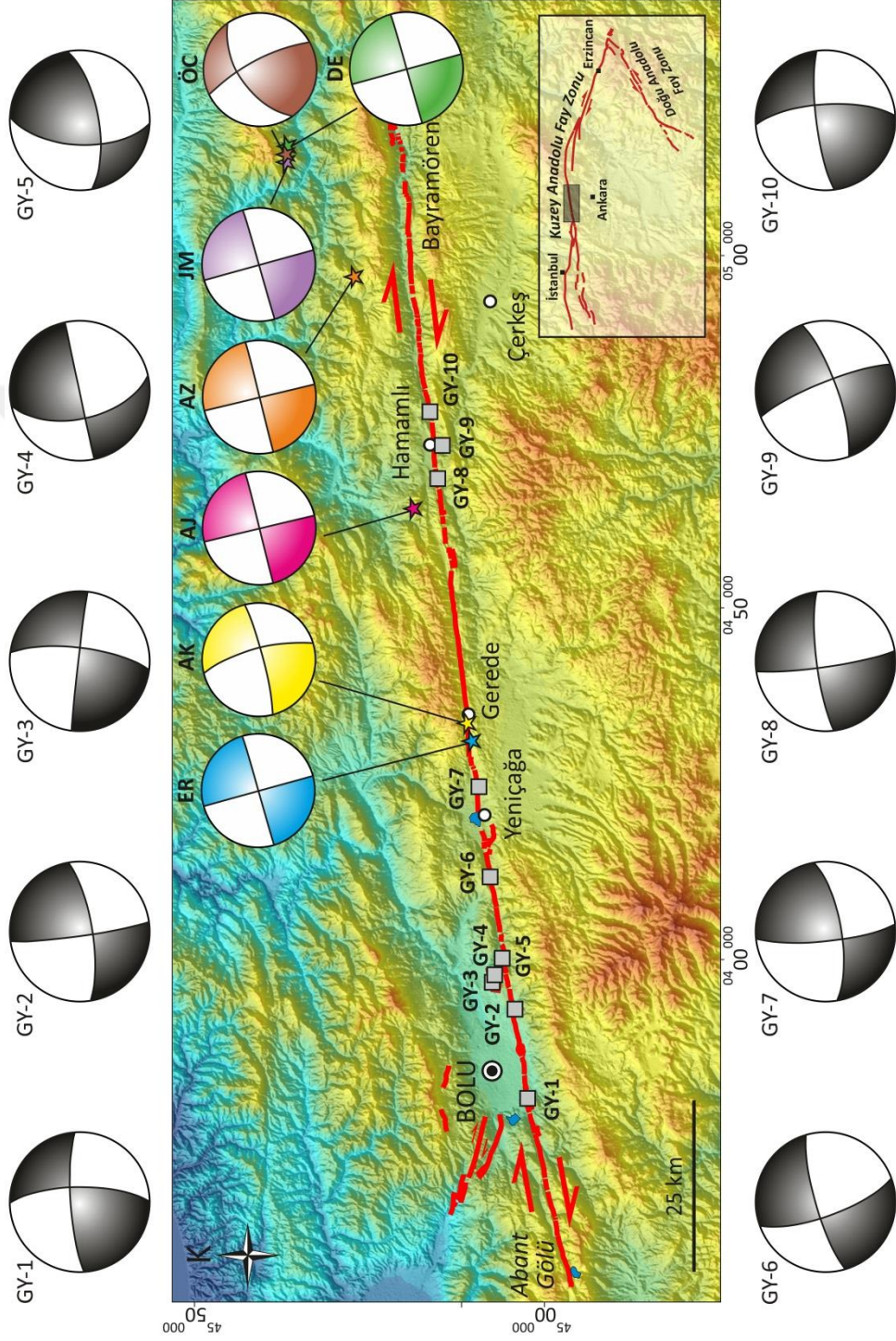
Bu gözlem alanının dinamik analiz sonuçları ise şekil 3.48.g olarak sunulmaktadır. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) şekil 3.48.g’de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : 07°/305°, σ_2 : 70°/055° ve σ_3 : 19°/212°’dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.45 ve 1.55 dir. Bölge saf doğrultu atım rejimi ile temsil olmaktadır (Çizelge 3.1). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.

Şekil 3.48.h’de sunulan Mohr diyagramında fayların yoğunlaştığı bölge reaktivite fay alanı ile temsil olmakta olup R ve R’ oranlarını destekler nitelikte saf doğrultu atımlı rejime işaret etmektedir. Bu sonuçlara göre stres ve streyn elipslerinin konumu şekil 3.48.i olarak verilmektedir.

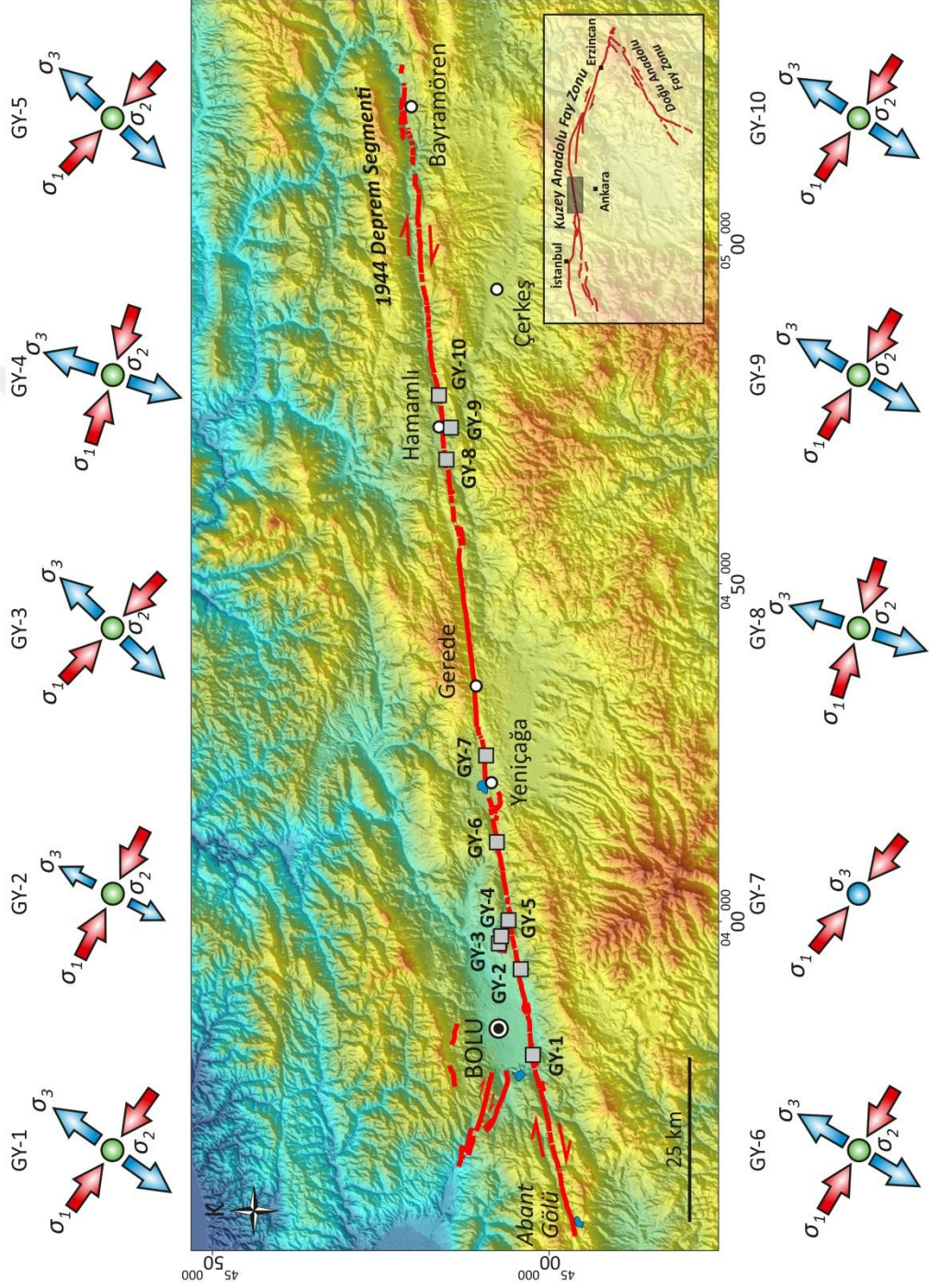
Şekil 3.48.j’de verilen gül diyagramında 45 adet kırık verisi analiz edilmiştir. Diyagramda R ve R’ kırıklarının yaygın olduğu görülmektedir. Az miktarda T, P ve X kırıklarının varlığı da gözlenmiştir. R kırıkları K70°-80°B, R’ kırıkları K20°-30°B, arasında değişen doğrultularda gelişmiştir.

1944 deprem segmenti boyunca inceleme alanları kayma düzlemlerinden oluşturulan fay düzlemi çözümleri gözlem yerleri olarak haritada belirtilmiştir (Şekil 3.49). Farklı araştırmacılarca önerilen 1944 depremi odak mekanizması çözümleri de olası odak yerlerine göre aynı haritada gösterilmiştir. Kayma düzlemlerinden elde edilen çözümler yersel verev bileşenli doğrultu atım faylanmalara işaret etmektedir. Kayma düzlemi çözümlerinin temsil ettiği faylanma karakteri 1944 depreminden elde edilen odak mekanizmasının temsil ettiği faylanma ile uyumludur. Bu korelasyon inceleme alanlarındaki faylanmaların gelecekte de olası deprem üretebileceği yönündedir.

1944 deprem segmenti içerisindeki faylanmaların dinamik analizinden elde edilen ana paleostres konumları segment haritası üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3.50). Segmentte GY-7 gözlem yeri dışında σ_1 ana paleostresleri KB-GD ve σ_3 ana paleostresleri KD-GB yönelimdedir. Bu stres yönelimleri GPS verileri ile elde edilen güncel stres rejimi ile de uyumludur (McClusky vd. 2000).



Şekil 3.49 1944 deprem segmenti boyunca gözlem yerleri kayma düzlemlerinden elde edilen fay düzlemi çözümlerinin 1944 depremi odak mekanizması çözümünün karşılaştırılması (Ö: Öcal 1966, ER: Ergin vd. 1967, AZ: Ambraseys ve Zatopek 1969, JD: Jackson ve McKenzie 1988, DE: Dewey 1976, AJ: Ambraseys ve Jackson 1998, AK: Ayhan ve Koçyiğit 2010)

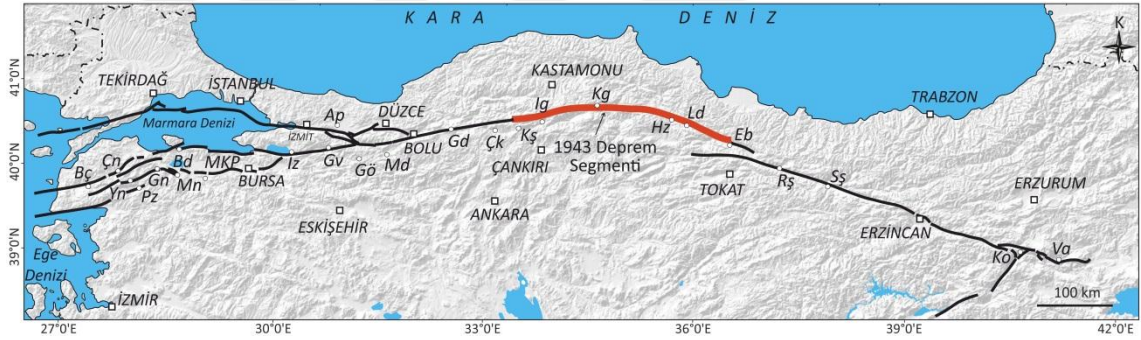


Şekil 3.50 1944 deprem segmenti boyunca inceleme alanları kayma analizlerinden elde edilen ana paleostres konumlarını gösterir harita

4. 1943 DEPREM SEGMENTİ

4.1 Giriş

1943 deprem segmenti 26 Kasım 1943 Tosya depreminin (Ms 7.2-Mw 7.6) oluşturduğu yüzey kırığı uzanımını temsil eder. Segment batıda Bayramören (Kurşunlu) doğuda Erbaa (Tokat)'nın KB'sına kadar devam eden 280 km uzunluğunda yüzey kırıklanması ile tanımlanır (Ketin 1969) (Şekil 4.1). Depremde maksimum hasar Tosya ve Ilgaz ilçelerinde meydana gelirken depremin merkez üssü Bayramören-Kurşunlu yakınlarında olduğu belirtilmektedir (Hodgson ve Wickens 1965, Dewey 1976, Barka 1996, Şengör vd. 2004). Dor vd. (2008)'a göre depremle ilişkili yüzey kırığının gelişim yönü batıdan doğuya doğrudur.

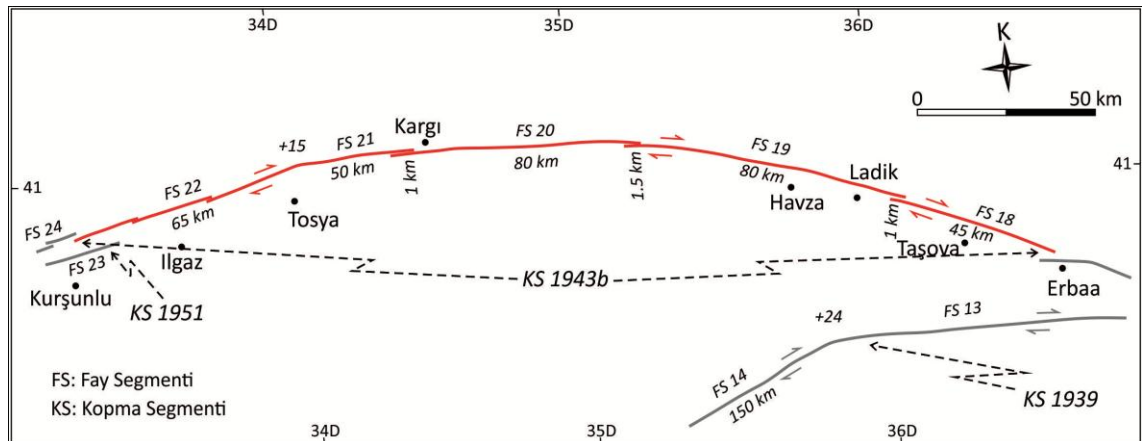


Şekil 4.1 1943 deprem segmentinin KAFZ'deki konumunu gösterir harita

Kısaltmalar: Ap: Adapazarı, Bd: Bandırma, Bç: Bayramiç, Çn: Çan, Çk: Çerkeş, Eb: Erbaa, Gd: Gerede, Gn: Gönen, Gö:Göynük, Gv: Geyve, Hz: Havza, Ig: Ilgaz, İz: İzmit, Mn: Manyas, MKP: Mustafa Kemal Paşa, Md: Mudurnu, Kş: Kurşunlu, Kg: Kargı, Ko: Karlıova, Ld: Ladik, Pz: Pazarköy, Rş: Reşadiye, Sş: Suşehri, Yn:Yenice, Va: Varto

1943 Tosya depremi ile meydana gelen yüzey kırıklanmalarında sağ yanal ötelenme oranı Taşova ve Destek kuzeyinde 1.5-2 m, Havza kuzeyinde 2 m ve Ladik kuzeyinde 3 m olarak hesaplanmıştır (Barka 1996). Maksimum yatay yer değiştirme miktarı 4.5 m'ye düşey yerdeğiştirme miktarı ise 1.5 m'ye kadar ulaşmaktadır (Barka 1996, Wells ve Coppersmith 1994). Emre vd. (2010) bu depremde yerdeğiştirme miktarının Havza kesiminde 6.0 m'ye ulaştığı ve ortalama yer değiştirme miktarının ise 3.6 metre civarında olabileceği görüşündedir. Wells ve Coppersmith (1994) hesapmalar yoluyla

KAFZ'nin 1943 deprem segmenti boyunca gösterdiği toplam yer değiştirme miktarı 25-80 km olarak ifade edilir (Öztürk 1980, Barka ve Hancock 1984). Segment boyunca yıllık kayma hızı ise 16 ± 5 mm/yıl olarak öngörülür (Barka 1992, 1996, Emre vd. 2010).



1943 deprem segmenti kırmızı çizgi ile gösterilmiştir

4.2 1943 Segmenti Boyunca Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi

KAFZ içerisinde 1943 deprem segmenti boyunca meydana gelmiş tarihsel depremlere yönelik bulgular yazılı eski bazı kayıtlar ile segment üzerinde gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmaları ile anlaşılmaktadır. Segment boyunca bölgenin deprem aktivitesi özellikle Sugai vd. (1999), Yoshioka vd. (2000) ve Hartleb vd. (2003) tarafından gerçekleştirilen paleosismoloji çalışmaları önemli bazı detayları ortaya koymuştur. Segment boyunca tarihsel ve aletsel bazı depremler şunlardır:

235-236 Amasya depremi, Amasya civarını yerle bir eden bu depremde büyük bir yarığın oluştuğu kayıtlarda ifade edilir (Ambraseys 2009, Hartleb vd. 2003).

529 Amasya depremi, Amasya'yı yok ettiği belirtilen depremde Turhal ve Taşköprü yerleşkeleri de etkilenmiştir.

4 Ağustos 1050 depremi, Tosya-Çankırı'nın hasar görmesine neden olan büyük depremde yüzey kırıkların oluştuğu, sıcak su çıkışları ile geniş alanların su ile kaplanması ve tahta binaların ve manastırların çöktüğü belirtilir (Ambraseys ve Finikel 1998, Sugai vd. 1999, Ambraseys 2009).

17 Ağustos 1668 Anadolu depremi, en yıkıcı ve en büyük depremlerden biri olan bu depremde Bolu'dan Tokat'a kadar olan genişçe bir alanın etkilendiği ifade edilmektedir (Ambraseys 1970, Ambraseys ve Finikel 1988, Sugai vd. 1999, Yoshioka vd. 2000, Hartleb vd. 2003, Ambraseys 2009).

28 Eylül 1881 Çankırı depremi, sabah saatlerinde meydana gelen ve bir dakika süren depremle 11 kişi hayatını kaybetmiştir. Depremde cami minareleri, fırın bacaları yıkılmış cami ve bedesten çatıları hasar görmüştür. Depremden İskilip ve Kastamonu yerleşim yerleri de etkilenmiştir.

9 Mart 1902 Çankırı depremi, 5.5 büyüklüğünde (Ms) meydana gelen depremde 4 kişi hayatını kaybetmiş, 100 kişi yaralanmış ve 3000 hasarlı yapı tespit edilmiştir.

24 Ocak 1916 Tosya-Samsun depremi, 7.1 (Ms) büyüklüğündeki deprem hakkında detaylı kayıt bulunmamakla birlikte depremde Samsun ve Tokat etkilenmiştir (Ambraseys 1988).

9 Haziran 1919 Tokat depremi, 5.9 (Ms) büyüklüğünde ve VIII şiddetinde meydana geldiği belirtilen depremde pek çok kişi hayatını kaybetmiştir.

26 Kasım 1943 depremi, Mw 7.6 (Ms 7.2) büyüklüğünde gelişen depremde maksimum hasar Tosya ve Ilgaz ilçelerinde meydana gelmiştir. Depremde yaklaşık 3.000 kişi hayatını kaybetmiş 25.000'e yakın hasarlı yapı meydana gelmiştir (Wells ve Coppersmith 1994, Barka 1996, Sugai vd. 1999, Yoshioka vd. 2000, Hartleb vd. 2003, Şengör vd. 2004, Tan vd. 2008, AFAD 2013, KOERİ 2015).

4.3 Litoloji

1943 deprem segmentinin etkidiği bölge ve yakın çevresinin litolojisini iki grup altında toplamak mümkündür. Bunlar temel kayalar ve havza kayalarıdır (Şekil 4.4). Harita alanı içerisinde temel kayalar Sakarya Zonu (Pontid Zonu) kayaları ve ofiyolitli melanj birimi ile temsil olur (Blumenthal 1950, Öztürk 1979, Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, Tüysüz 1996, Yılmaz vd. 1997, Keskin vd. 2008, Parlak 2015).

4.3.1 Sakarya Zonu (Pontid Zonu)

Bölgedeki Sakarya Zonu kayaları literatürde farklı adlamalar ve/veya formasyon ayırdımları ile sunulmaktadır. Bölgede yer alan litolojiler kısmen ve/veya bütün olarak Sakarya Zonu, Pontid Zonu, Tokat masifi, Karakaya birliği, Karakaya kompleksi ve Sakarya birliği başlıkları altında irdelenir. Stratigrafik olarak altta yer alan metamorfitler Blumenthal (1943) tarafından Tokat masifi olarak adlandırılmıştır. Geniş

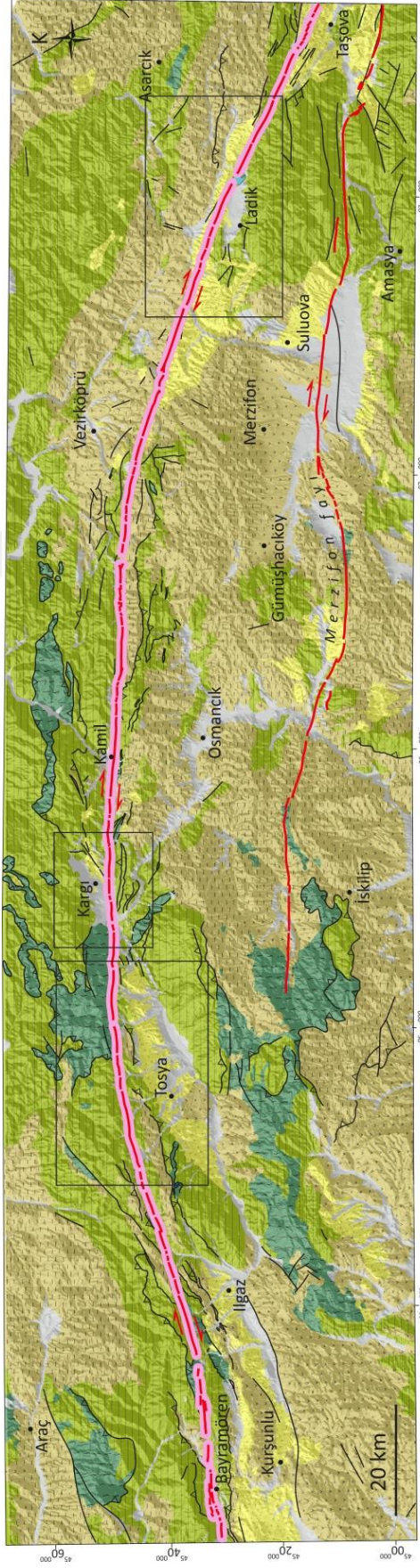
yayılımlara sahip bu birimler yeşilşist ve mavişist fasiyesi metamorfizma etkisinde kalmış metakırıntılılar, metabazit ve metakarbonatlarla temsil olmaktadır (Şekil 4.3, 4.4).

Tokat masifini oluşturan tüm bu litolojiler daha batı kesimlerde yaygın yüzeylemeleri olan Karakaya kompleksine dahil edilir. Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) bölge stratigrafisini Kırşehir, Karakaya, Sakarya, Kalecik, İskilip ve Çankırı birlikleri ile açıklama yoluna gitmiştir. Tüysüz (1996) önceki çalışmaları da göz önünde bulundurarak metamorfik kayaları Karasenir formasyonu ve Karakaya kompleksi olarak ayırdımlar. Bölgedeki metamorfite, Karakaya kompleksi başlığı altında Yeşilirmak metamorfiti, Ovasaray metamorfiti, Laçın metaolistostromal karmaşığı, Dağsaray metamorfiti ve Göğdere metamorfiti ayırdımı ile oluşturmuştur. Metamorfite uyumsuz olarak üzerleyen orta-üst Mesozoyik yaşlı birimler ise farklı formasyon tanımlamaları ile sunulmaktadır (Tüysüz 1996, Erturaç 2009).

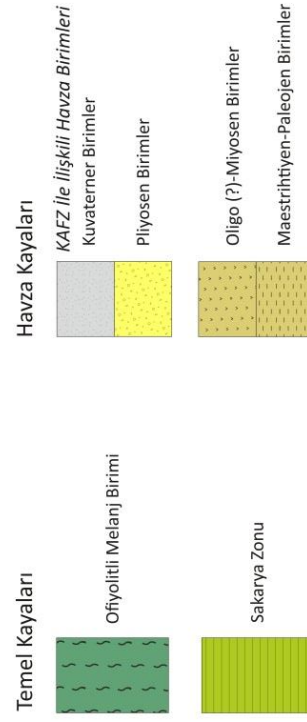
Sakarya Zonunun üst kesimlerini oluşturan bu birimler farklı sedimanter çökel ortamlar ile bunlara eşlik eden volkanik oluşumlar içerir. 1943 deprem segmenti boyunca birimleri değişen boyut ve geometrilerde görmek olasıdır. Bu birimler alt Jura-üst Krease yaşlı kırıntılı birimler, volkanik kayalar, sık ve derin denizel karbonat kayaları ile temsil olur (Öztürk 1979, Tüysüz 1996, Erturaç 2009), (Şekil 4.3).

4.3.2 Ofiyolitli Melanj birimleri

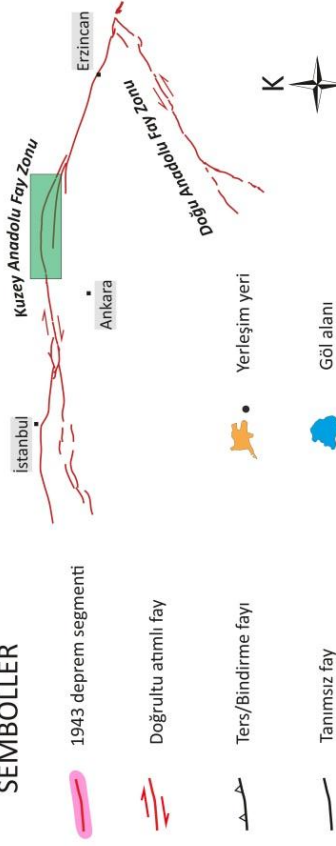
Bölgedeki diğer temel kaya olan ofiyolitli melanj birimleri de 1943 deprem segmenti izinin her iki tarafında farklı yüzeylemeler olarak görülmektedir (Şekil 4.3, 4.4). Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kalıntıları olan birim iç yapısı önemli ölçüde tahrip olmuş ve yaygın alterasyon özellikli okyanus kabuk kayaları ile temsil olur. Bu kayalar farklı boyut ve blok geometriye sahiptir.



LİTOLOJİ

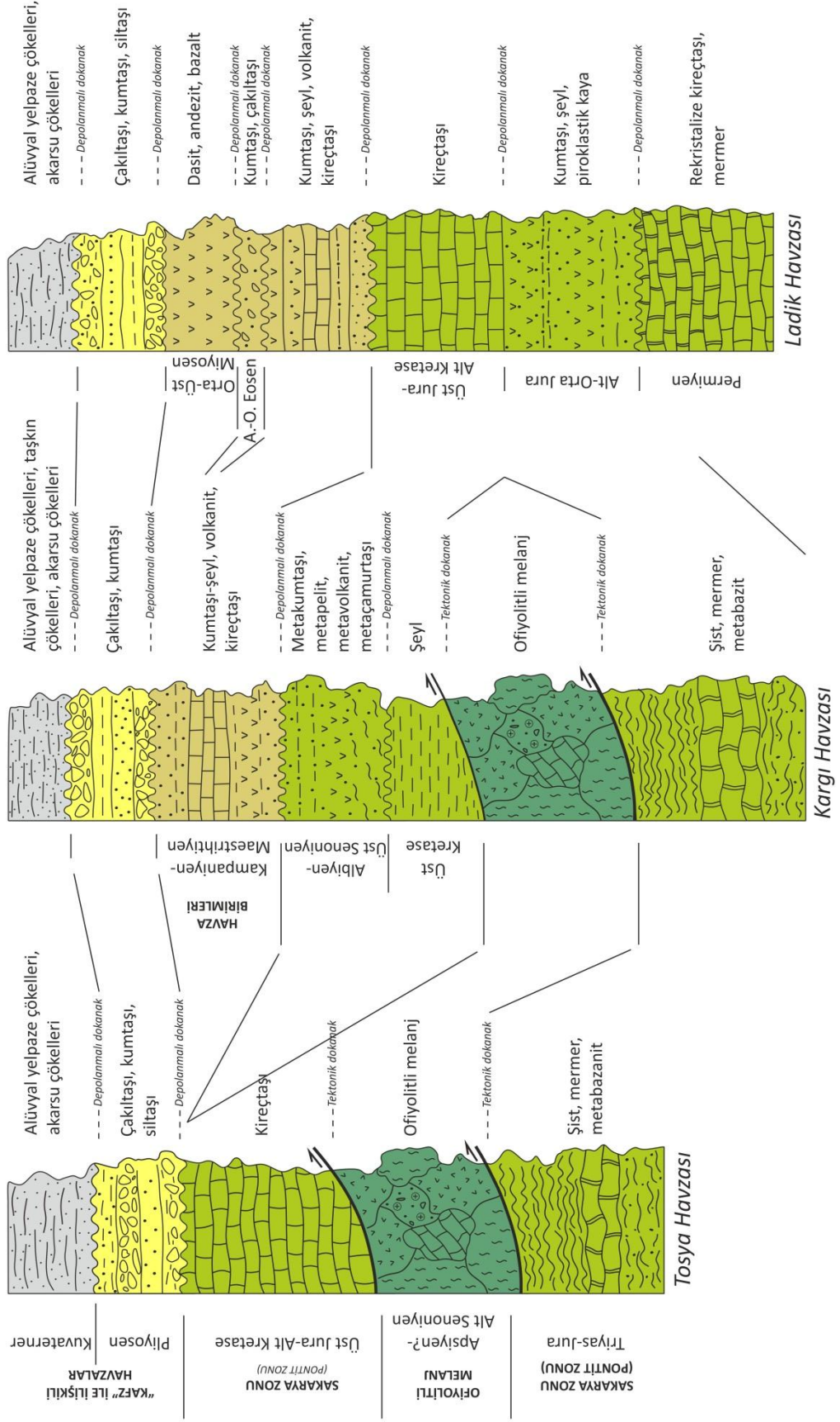


SEMBOLLER



Şekil 4.3 1943 deprem segmenti ve segmentin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA haritalarından sadeleştirilerek yeniden çizilmiştir)

Harita içerisindeki çerçeveli alanlar 1943 deprem segmenti boyunca KAFZ ile ilişkili havzaları sınırlamaktadır



Şekil 4.4 1943 deprem segmenti boyunca Tosya, Kargı, Ladik Havzaları ve civarlarının tektono-stratigrafik kesitleri (Herece ve Akay 2003'den yararlanılarak oluşturulmuştur)

4.3.3 Havza birimleri

Bölge stratigrafisinin diğer litoloji grubunu ise havza kayaları oluşturmaktadır. Havza kayaları geniş alanlarda Tersiyer birimleri ile temsil olur. Daha yersel alanlarda KAFZ ile ilişki Kuvaterner havza oluşumları ve ilişkili litolojiler yer alır (Şekil 4.4). Yaşlı havza birimleri altta Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı volkano-sedimanter birimler ile başlar. Birim genelde altta kırıntılı ve karbonat çökelimleri başlamakta üst kesimleri ise piroklastik ve lav birimleri ile temsil olmaktadır (Tüysüz 1996) (Şekil 4.5). Havzanın üst kesimlerini ise Eosen ve orta-üst Miyosen yaşlı kayalar oluşturur. Bu kayalar karasal ve denizel gibi farklı ortamların ürünüdür (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, Keskin vd. 2008, Parlak 2015). Farklı formasyon tanımlamaları ile ayırdımı yapılan bu kayalar fosilli kireçtaşı, kırıntılı sedimanlar ve yaygın volkanizma ürünleri yanında önemli kömür yüzeylemelerine de sahiptir (Tüysüz 1996, Akkiraz vd. 2008, Keskin vd. 2008, Parlak 2015).

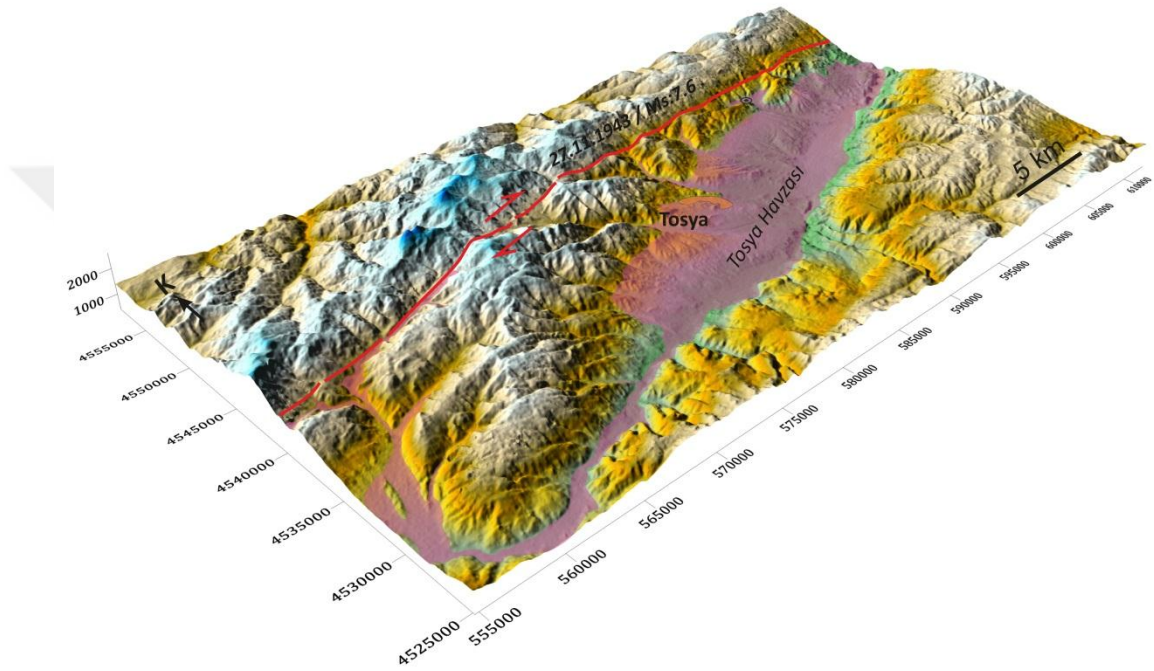
4.3.4 KAFZ ile ilişkili havza birimleri

Segment boyunca KAFZ'nin bu kesiminde Tosya, Kargı ve Ladik havzaları yer almaktadır. Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı çökeller havzaların KAFZ ile ilişkili birimlerini oluşturur.

4.3.4.1 Tosya Havzası

Tosya havzası KAFZ'nin kavis yaptığı kesimin güneybatısında yer alır. Havza, yaklaşık 10 km genişliğinde, 49 km uzunluğunda ve merccek şekillidir (Şekil 4.3, 4.5). Havzanın kuzeyinde Ilgaz Dağı, güneyinde ise Kös Dağı yükselimleri yer almaktadır. 1943 depremine ait yüzey kırığı havzanın kuzeyinden geçmektedir (Şekil 4.5). Barka ve Hancock (1984) Tosya havzasını Neotetisin kuzey kolunun kapanması sırasında Sakarya kıtası ile Pontitlerin çarpışması sonucunda kenet kuşağında yer alan dağ arası bir havza olarak tanımlar.

Tosya havzası kuzeyinden ve güneyinden faylar ile sınırlıdır (Tüysüz ve Erturaç 2005, 2009, Parlak 2015). Buna göre havzanın kuzeyini Tosya ve Oğuz fayları sınırlarken güneyinde Devrez fayı yer alır (Tüysüz ve Erturaç 2005, Parlak 2015). Tosya fayı, Tosya'nın kuzeyinden geçerek Kargı ovasının batısına kadar uzanır. KD-GB uzanımlı olan fay, Özboyu civarında K67°-70°D doğrultulu, Pelitçik civarında ise D-B doğrultulu olarak devam eder.



Şekil 4.5 Tosya havzasının Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını göstermektedir

Oğuz fayı ise Tosya fayına paralel olarak gelişir ve Neojen çökelleri ile Permo-Triyas yaşlı birimler arasındaki sınırı temsil eder (Tüysüz ve Erturaç 2005). Tosya fayının karakterine yönelik literatürde farklı görüşler yer almaktadır. Barka (1984)'ya göre aktivitesini yitirmiş ters fay olarak nitelendirilirken, Dhont vd. (1998) tarafından pasif karakterde sol yanal doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmıştır. Buna karşın Tüysüz ve Erturaç (2005)'a göre Tosya fayı aktif sağ yanal karakter sunmakta olup Parlak (2015)'a göre ise pasif karakterdeki normal fay olarak tanımlanmaktadır.

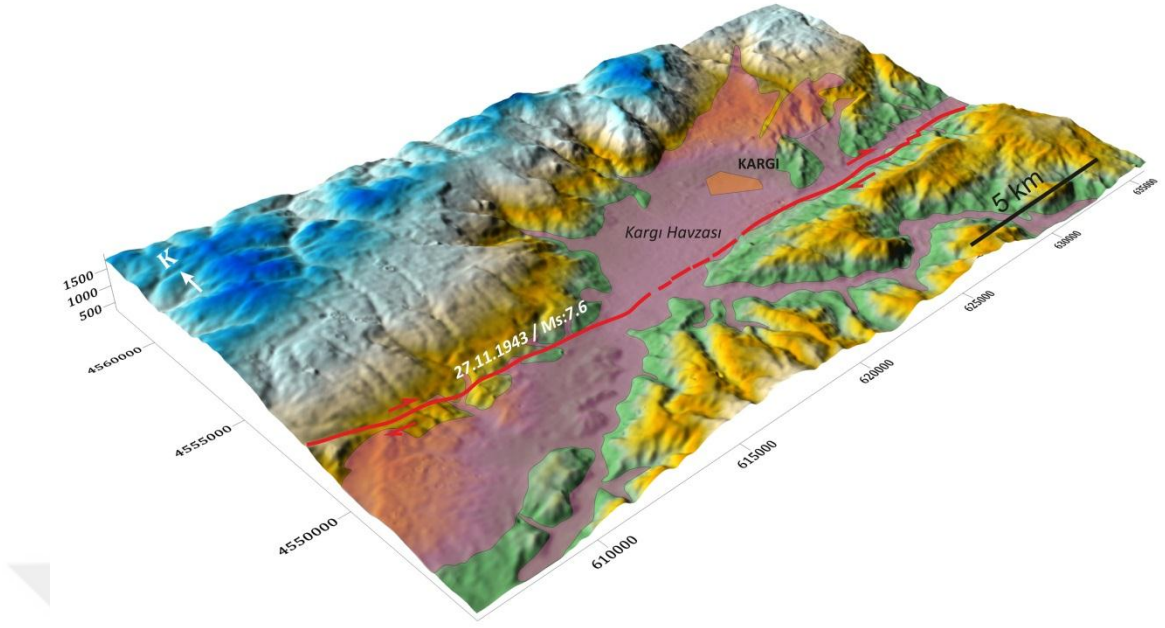
Tosya Havzasının güneyindeki Devrez fayı Devrez Çayı boyunca uzanmaktadır (Tüysüz ve Erturaç 2005, Parlak 2015). Devrez fayı, Barka (1984) tarafından ters fay karakterinde, Dhont vd. (1998) tarafından ise sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmaktadır. Parlak (2015) ise bu araştırmacıların aksine aktif karakterde normal fay olarak tanımlar. Tosya havzasının temel birimlerini alttan üste doğru Pontid Zonu, ofiyolitli melanj ve Sakarya Zonu kayaları ile Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı birimler oluşturur (Şekil 4.4). Metamorfitler ile temsil olan Pontid Zonu, ofiyolitli melanj birimlerince tektonik olarak üzerlenir. Ofiyolitli melanj birimleri yine tektonik dokanakla Sakarya Zonu kayalarınca üzerlenir.

Barka (1981) Tosya havzasının çökellerini Irritz (1972)'in benzer tanımlamalarına ve fosil bulgularına göre sınıflar. Havza çökelleri yine Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı çökeller ile temsil olur. Pliyosen birimleri az tuturulmuş çakıltası, kumtaşı litolojileri ve üzerine gelen alüviyal yelpaze ve akarsu çökelleri ise tutturulmamış ve/veya az tuturulmuş çakıl, kil, silt litolojileridir. Havzanın güncel sedimanlarının büyük kısmını Devrez Çayı ile bu çaya bağlanan Deringöz, Gökceviz, Avlu Dereleri ve Esen Çay sağlamaktadır.

4.3.4.2 Kargı Havzası

Kargı havzası Tosya havzasının KB'sında KAFZ'nin kavislendiği bölümün orta kesiminde yer alır. Bu havza göreceli olarak daha küçük olup yaklaşık 6 km genişliğe ve 15 km uzunluğa sahiptir (Şekil 4.3, 4.6, 4.7). Kargı havzası Tosya havzasına göre daha gençtir. 1943 depreminin yüzey kırığı havzanın güneyine daha yakın olarak geçmektedir.

Bu kesimde Kızılırmak, 1943 yüzey kırığına paralel konumda akmaktadır. Kargı havzasının temel kayaları Tosya havzası ile benzer olup Pontid Zonu, ofiyolitik melanj ve Sakarya Zonu kayaları ile temsil olur (Şekil 4.4). Havza bu kayaların üzerine açılmıştır. Pliyosen yaşlı havza çökelleri temel kayalarını uyumsuz olarak örter.



Şekil 4.6 Kargı havzasının Pliyo-Kuvaterner çökeltim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökeltim alanlarını göstermektedir

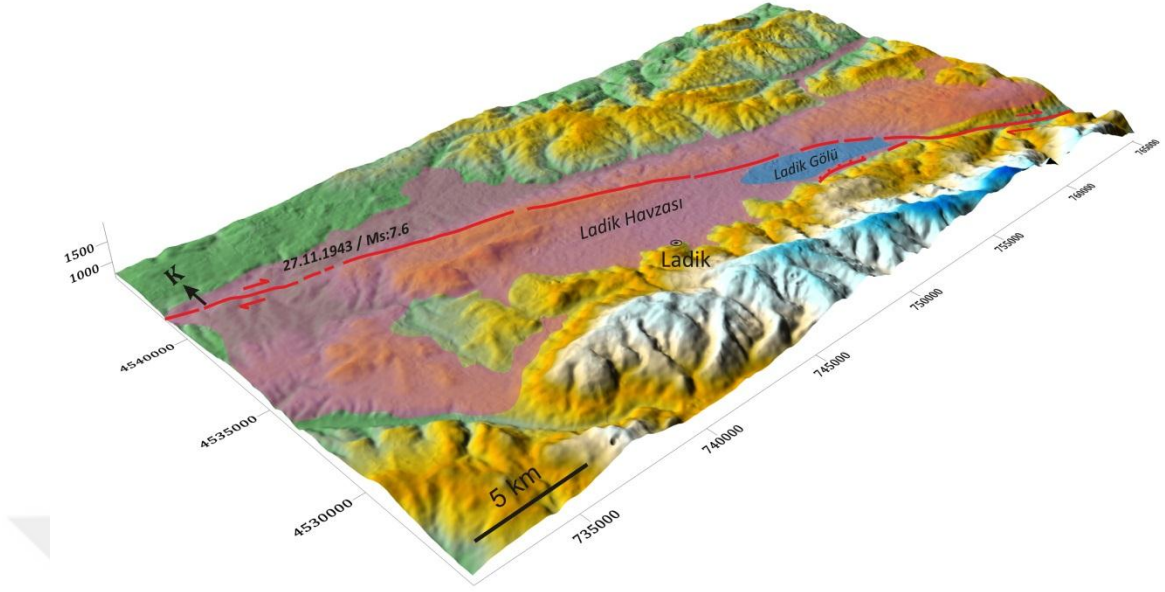
Kargı havzası, Kargı (Devrez), Tosya ve Kızılırmak fayları arasında üçgen geometrili gelişen çek-ayır havza olarak tanımlanır (Tüysüz ve Erturaç 2005). Havzayı kuzeyden sınırlayan Kargı fayı KD-GB uzanımına sahiptir. Fay boyunca kuzeyden beslenen alüvyal yelpaze gelişimleri belirgindir. Tüysüz ve Erturaç (2005)'a göre Kargı fayı aktif değildir. Çünkü bu kesimde faylanmaya bağlı gelişen üçgen yüzeyler büyük oranda aşınmış görünmektedir. Kızılırmak vadisi içerisinde uzanan Kızılırmak fayı Kamil'in doğusunda Kızılırmak'tan ayrılır ve genişleyen büküm yaparak Soruk Çayı boyunca devam eder. Bu fay Karapınar civarında sağ yönlü sıçrama yaparak Köprübaşı fayı olarak Havza'ya kadar uzanır. D-B uzanımlı bu fay güneydoğuya dönerek KB-GD doğrultusunu kazanır. Kırma civarında Zeytin fayı ile birleşip sağ yanal ötelenme gösteren basınç sırtları, dere ötelenmeleri gibi morfolojik belirteçler sunar. Köprübaşı fayı olarak Havza'ya kadar uzanır. D-B uzanımlı bu fay güneydoğuya dönerek KB-GD doğrultu kazanır. Köprübaşı ve Kızılırmak fayları 1943 depreminde kırılmışlardır (Tüysüz ve Erturaç 2005).



Şekil 4.7 Kargı havzasının genel görünümü

4.3.4.3 Ladik Havzası

Ladik havzası, Kargı havzasının GD'sunda KAFZ'nin kavislendiği bölümün doğu kesiminde yer alır. Daha küçük boyutta olan havzanın genişliği yaklaşık 2-7 km ve uzunluğu 20 km'dir (Şekil 4.3, 4.8, 4.9). 1943 depremine ait yüzey kırığı havzayı boydan boya keser konumdadır. Barka (1984)'ya göre Ladik havzası KAFZ'nin sağ yanal hareketi ile oluşan çek-ayır havza özelliğindedir. Şengör vd. (2004) ise Ladik havzasını fay kaması havzası (fault wedge basin) ve genişlemeli bir havza (flexural basin) olarak yorumlar. Havzanın güney kenarı normal faylar ile sınırlıdır. Ladik havzası Sakarya Zonu kayaları üzerinde gelişmiştir (Şekil 4.4). Havzanın en yaşlı temel kayalarını Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşları oluşturur. Bu kireçtaşları üste doğru alt-orta Jura yaşlı kumtaşı, şeyl, piroklastik kayalar ile üst Jura-alt Kretase yaşlı kireçtaşları tarafından örtülür.



Şekil 4.8 Ladik havzasının Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını gösterir sayısal yükseklik modeli (DEM)

Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir (Emre vd. 2013'den yararlanılmıştır). Pembe ile çevrelenmiş alan Pliyo-Kuvaterner çökelim alanlarını göstermektedir

Sakarya Zonu kayalarını Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı kumtaşı, şeyl, volkanit ve kireçtaşı birimleri ile Miyosen yaşlı volkanik kayalar uyumsuz olarak örter. Miyosen yaşlı volkanik kayalar dasit, andezit, bazalt türü litolojiler ile temsil olur. Havza çökelleri Geç Pliyosen-Pleyistosen çökelleri ile başlar. Çökeller diğer havzalardaki çökellere benzer olarak çakıltaşı, kumtaşı ve silttaşıdır. Kuvaterner dönemi alüviyal yelpaze ve akarsu çökelleri ile temsil olur.

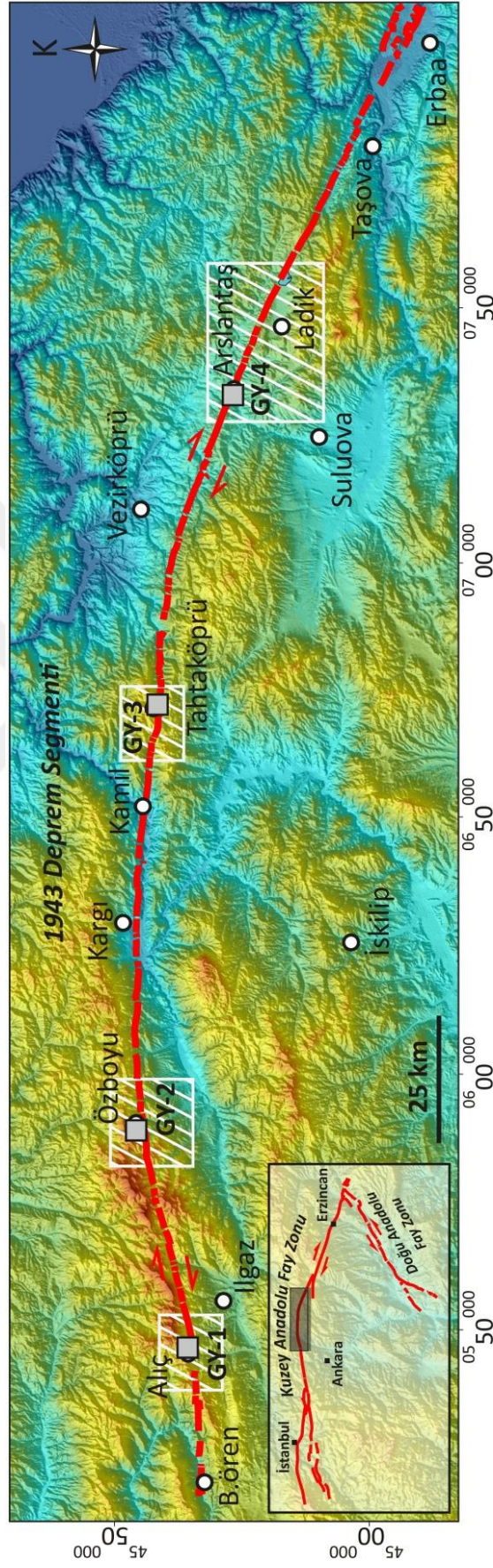


Şekil 4.9 Ladik havzasının genel görünümü

4.4 Yapısal Analiz

4.4.1 Tanımsal analiz

1943 deprem segmenti KAFZ'nin 26 Kasım 1943 Tosya depreminin meydana getirdiği yüzey kırılanmaları bölümünü kapsamaktadır. Segment Bayramören (Çankırı)-Erbaa (Tokat) arasında yaklaşık 260 km uzanımına sahiptir. KD-GB, D-B ve KB-GD uzanımlı kavis geometrisindeki segment boyunca KAFZ'nin genişliği 25 km ile 35 km arasında değişmektedir. Yapısal analiz çalışmaları 1943 depremi ile yüzey faylanmalarının geliştiği hat boyunca ve/veya yakın alanlarında gerçekleştirilmiştir. Segment boyunca kayma düzlemlerinin en belirgin olduğu 4 gözlem yerinde yapısal ölçümler ve gözlemler yapılmıştır. Bu alanlar şekil 4.10'da gözlem yeri (GY) olarak işaretlenmiştir. Segment boyunca KAFZ'nin iç yapısının tipik olduğu 4 alanda da haritalama çalışması gerçekleştirilmiştir. Alıç, Özboyu, Tahtaköprü ve Arslantaş bölgesi olarak adlandırılan bu alanlar şekil 4.10'da gösterilmektedir.



Şekil 4.10 1943 deprem segmenti boyunca çalışmaların yapıldığı gözlem yerlerini gösterir harita

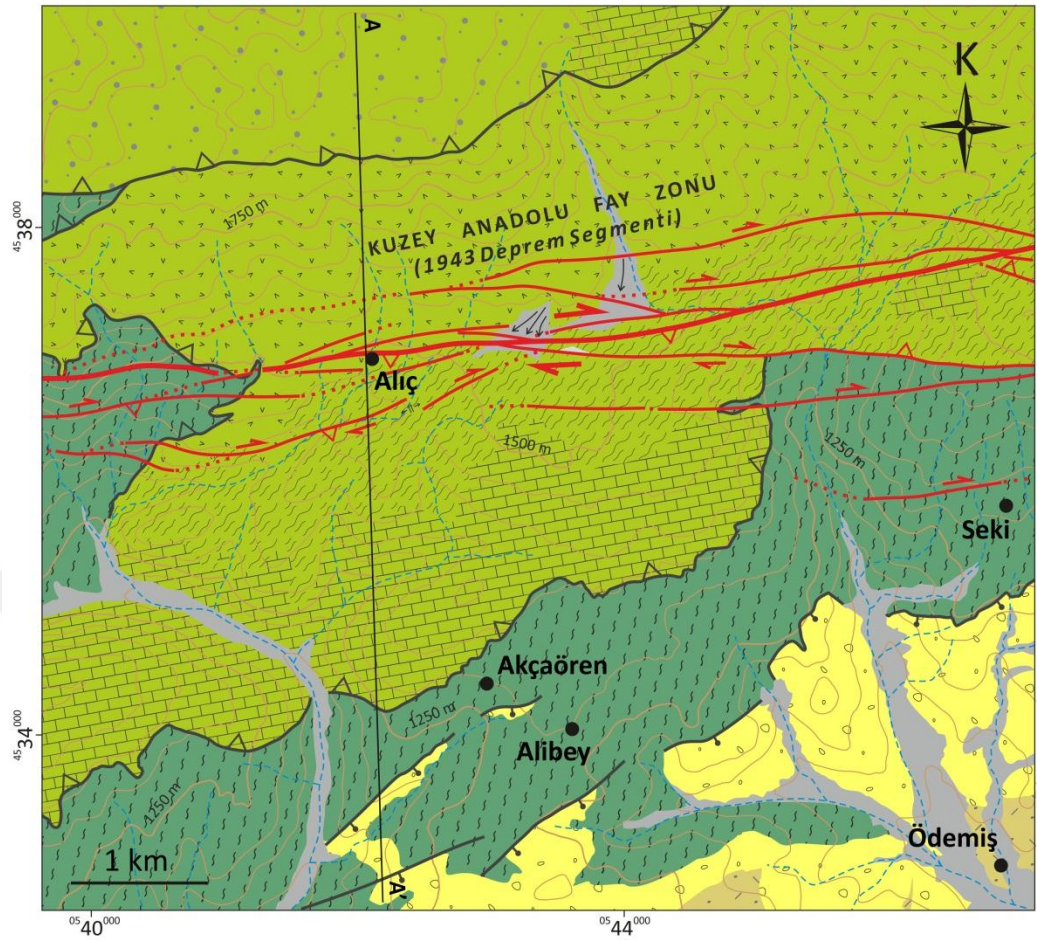
Beyaz çerçeve ile işaretlenen kesimler gözlem alanlarını, gri renkli kareler ise gözlem yerlerini belirtmektedir

4.4.1.1 Alıç Bölgesi

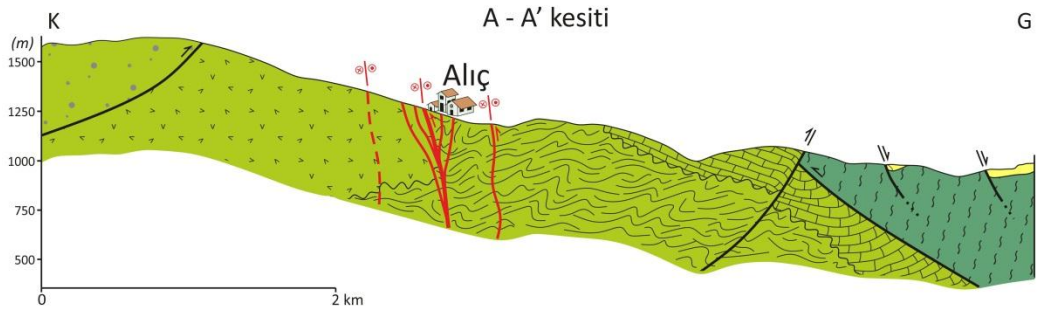
1943 deprem kırığının etkilediği alanlardan biri Alıç köyü ve civarındadır (GY-1). Bu alan KAFZ'nin etkilerinin en iyi gözlemlendiği alanlar arasındadır. Zon boyunca metamorfik birimler (şist, mermer, metabazit) (Triyas- Alt-Orta Jura), mafik volkanik kayalar (Alt Kretase) ve ofiyolitik melanj birimleri (Üst Kretase) değişen ölçülerde faylanmadan etkilenmiştir (Şekil 4.11).

Segmentin bu kesiminde ana fay Alıç yerleşim yerinde $K78^{\circ}D/77^{\circ}GD$ olarak ölçülmüştür (Şekil 4.11, 4.13). Ana fay bu kesimde mafik volkanitleri etkileyerek yoğun deforme etmiştir. Daha doğuya doğru bu fay metamorfikler ile mafik volkanitlerin dokanağı boyunca ve/veya metamorfikler içerisinde geçer (Şekil 4.11). Ana fay ve ana faya bağlanan kolların kestiği litolojilerde kataklastik zon oluşumuna sebebiyet vermiştir. Ana fay boyunca kayma düzleminin iyi geliştiği kesimde fay çekirdeğinin genişliği/kalınlığı 30 cm ölçülmüştür. Çekirdeğin fay kayasını yeşilimsi gri, gri renkli kohesif olmayan gauç oluşturmaktadır. Gri renkli kataklasit ise özellikle fay düzlemi yakınlarında gauç ile birlikte bulunmaktadır.

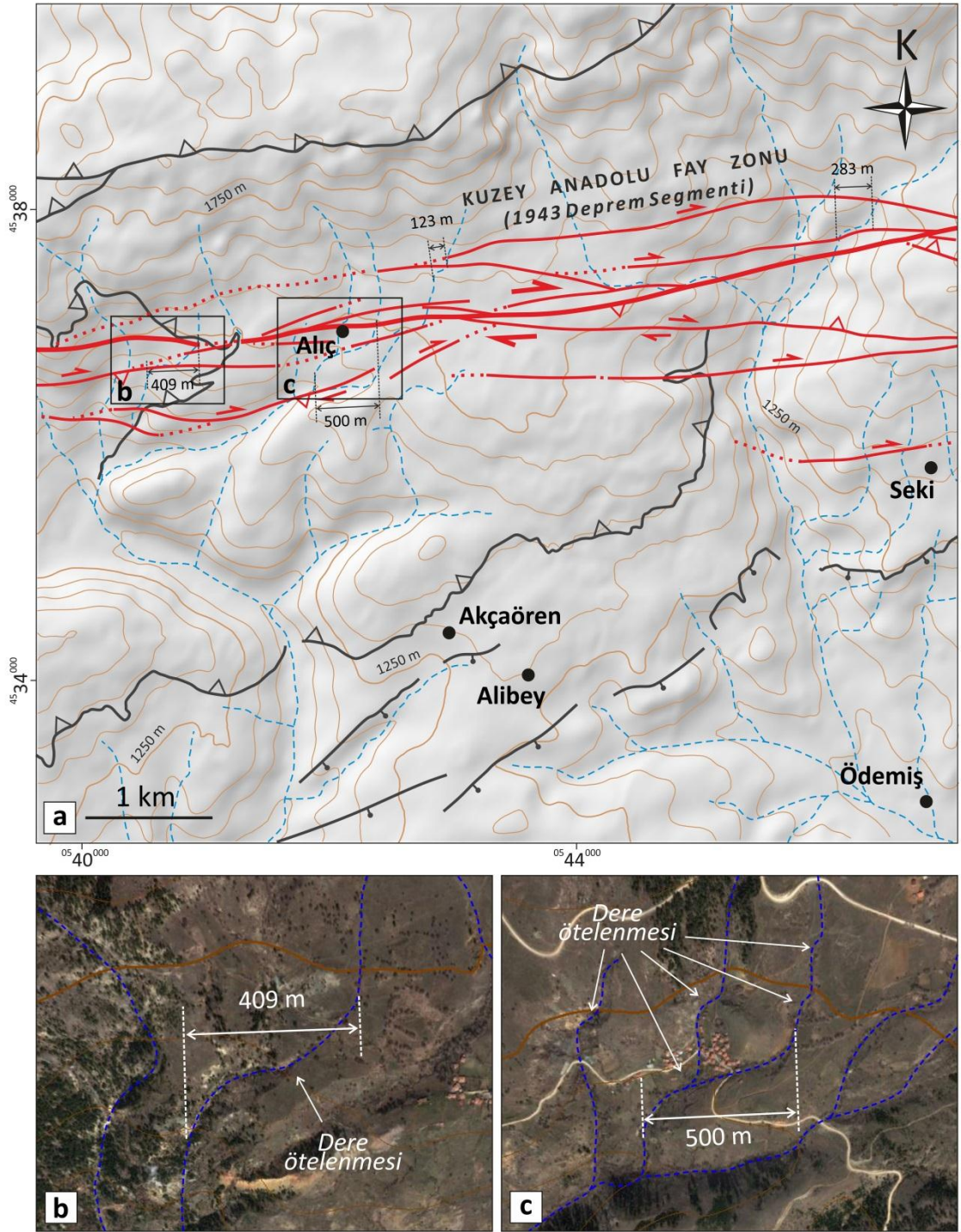
Özellikle dayanımlı volkanik kayalarda kayma düzlemi gelişimi belirgindir (Şekil 4.13). Bu yüzeylerde sürtünmeye bağlı gelişen kayma çizgisellikleri yanında sırt ve oluk geometrileri faylanmanın ve blokların yer değiştirmesinin doğrultu atım ve ters bileşenli doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu ortaya koyar. Fay çizgisellikleri KD doğrultulu ve GB'ya dalımlıdır. Kayma yüzeyi incelemelerinde faylanmanın yanal geliştiğini belirten tipik gevrek kinematik belirteçler belirlenmiştir. Bunlar basamak yapıları, açılma çatlakları ve V-şekilli belirteçlerdir (Şekil 4.13). Ana fay düzleminin uzanımına göre kuzey blok ve güney blok fay çekirdekleri ile temsil olmaktadır. Fay çekirdekleri her iki bloktaki hasar zonu ile geçişlidir. Göreceli olarak kuzey blok daha yoğun gevrek deformasyon özelliği sunmaktadır (Şekil 4.14) Yoğun kırılanma ve egemen kaotik breş gelişimi bu kesimin hasar zonu özelliğidir. Breşlerde klast oranı %60-70 civarındadır. Güney blok hasar zonu ise mozayik ve kaotik breş türü fay kayası ile temsil olup bu kayalara kırık oluşumları da eşlik eder. Her iki bloktaki fay kayaları kohesif olmayan özelliktedir.



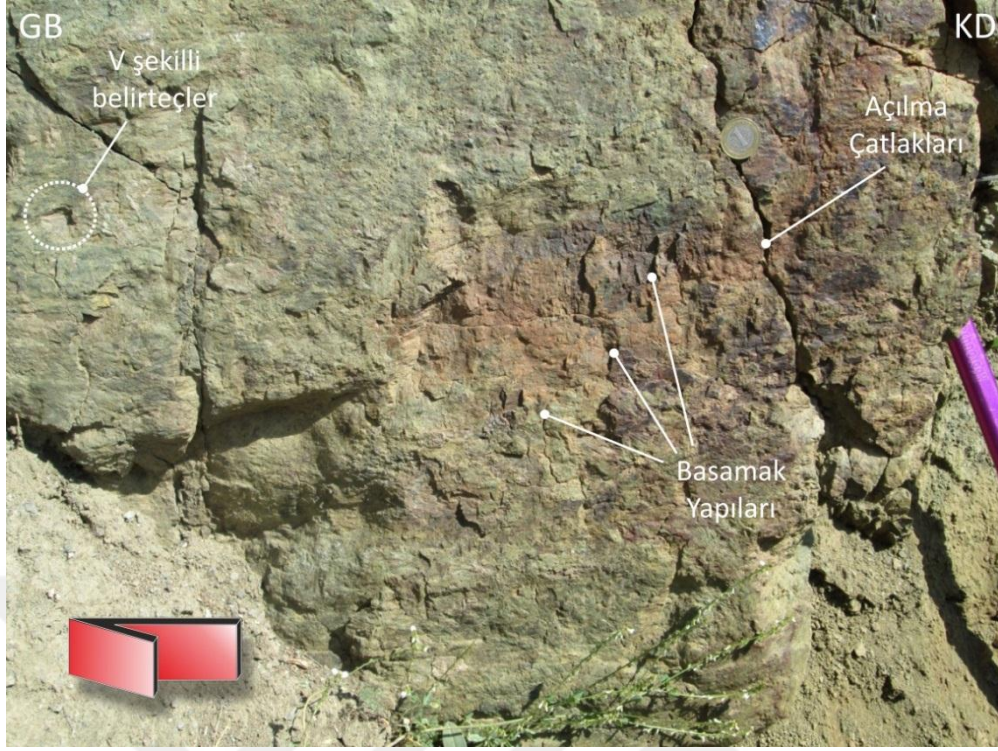
LİTOLOJİ			SEMBOLLER	
Sakarya Zonu (Pontit Zonu)		Havza Birimleri	KAFZ ile ilişkili Havza Birimleri	
	Kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase)			
	Bazalt (Alt Kretase)			
	Kumtaşı-şeyl (Alt-Üst Kretase)	Ofiyolitli Melanj Birimi		
	Şist, mermer, metabazit (Triyas, Alt-Orta Jura)			



Şekil 4.11 Aliç bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti



Şekil 4.12.a Alıç bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. ve c. Dere ötelenmelerini gösteren Google Earth görüntüsü

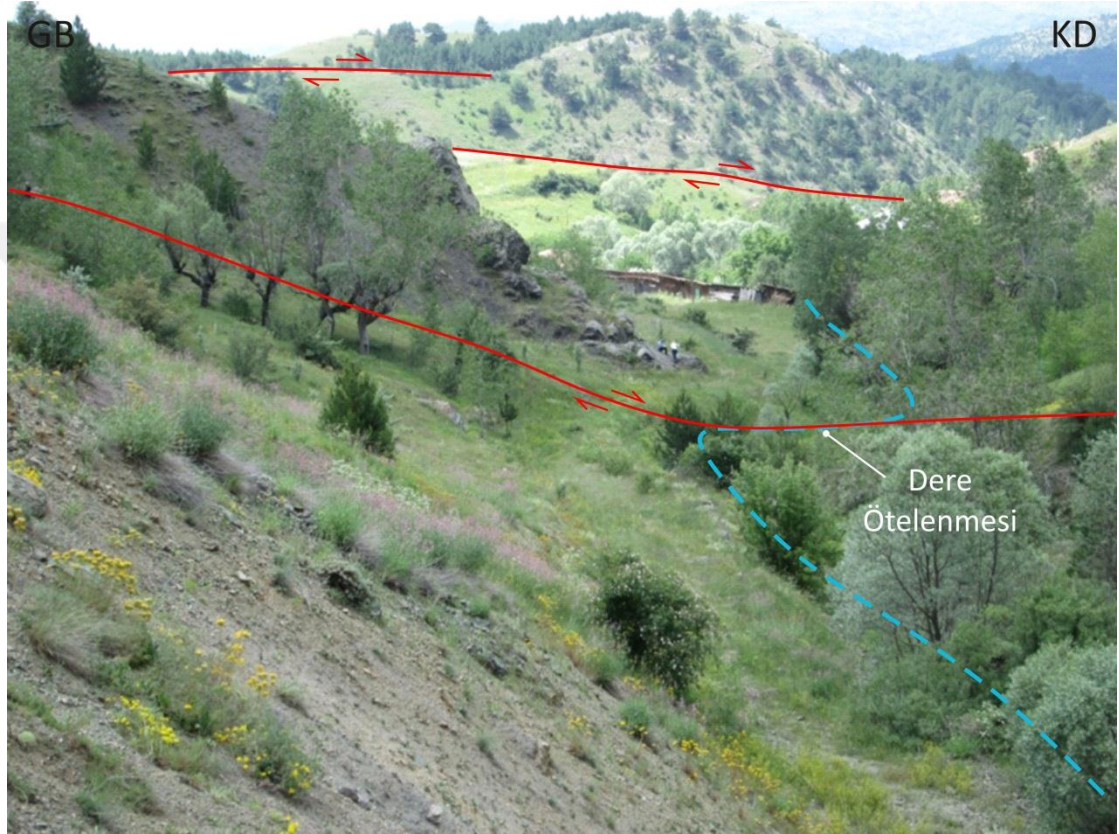


Şekil 4.13 GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) kayma yüzeyi ve üzerinde gelişen kinematik belirteçlerden yakın görünüm (Konum için şekil 4.10'a bakınız)



Şekil 4.14 GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) kataklastik zonun arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

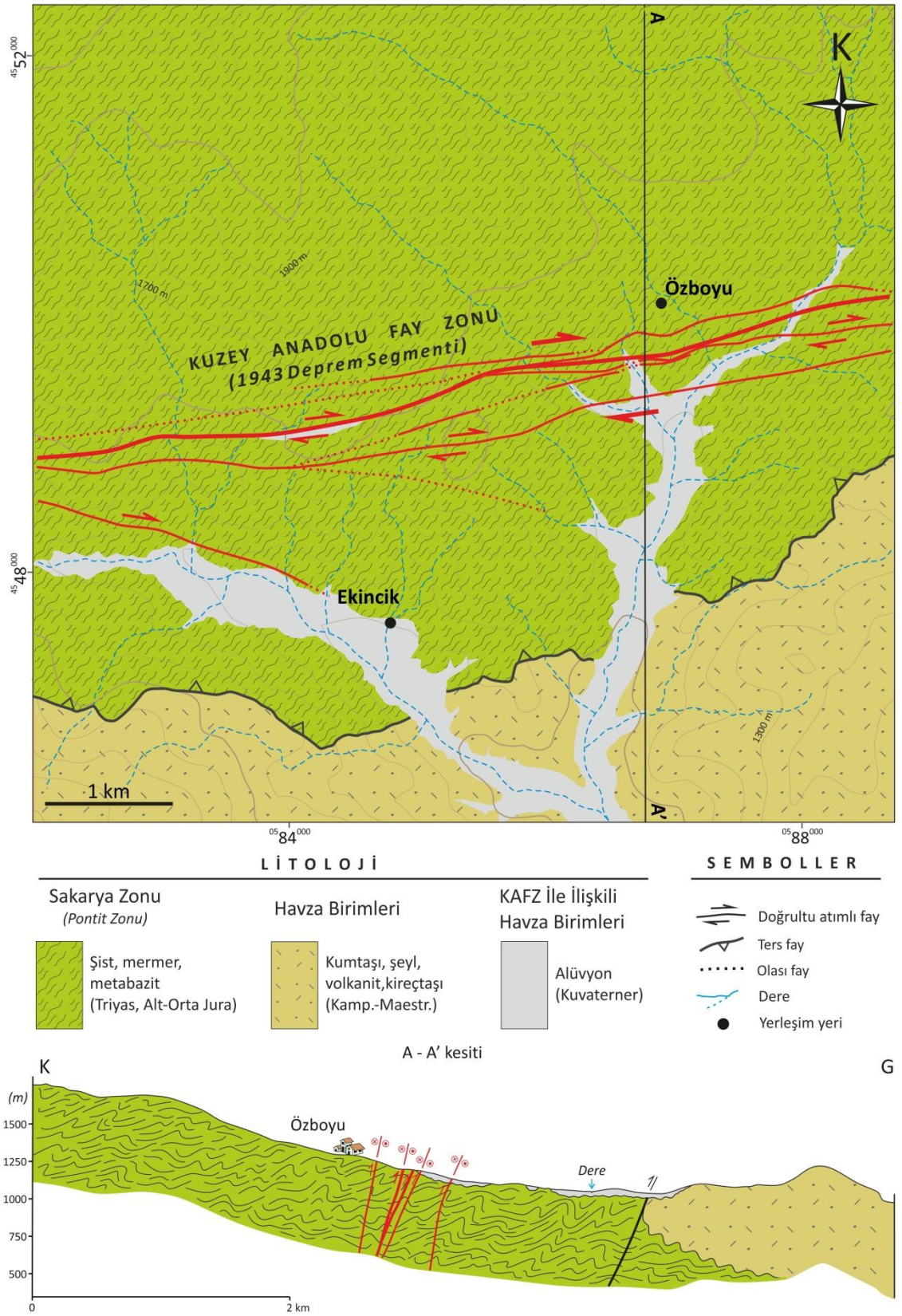
Harita alanında faylanma belirgin morfotektonik yapılar sunmaktadır. Bunlardan en belirginini dere ötelenmeleridir (Şekil 4.12.a, b, c). Sağ yanal dere ötelenmeleri 4.5 m, 74 m, 75 m, 123 m, 190 m, 238 m, 409 m ve 500 m arasında değişmektedir. 1943 depremini yaşamış Alıç köyü sakinleri deprem yüzey kırılanmasının geliştiği yeri göstermiştir. Bu kesimde 1943 depreminin etkilediği dere yatağında 4.5 m sağ yanal ötelenme oluşturduğu ölçülmüştür (Şekil 4.12, 4.15).



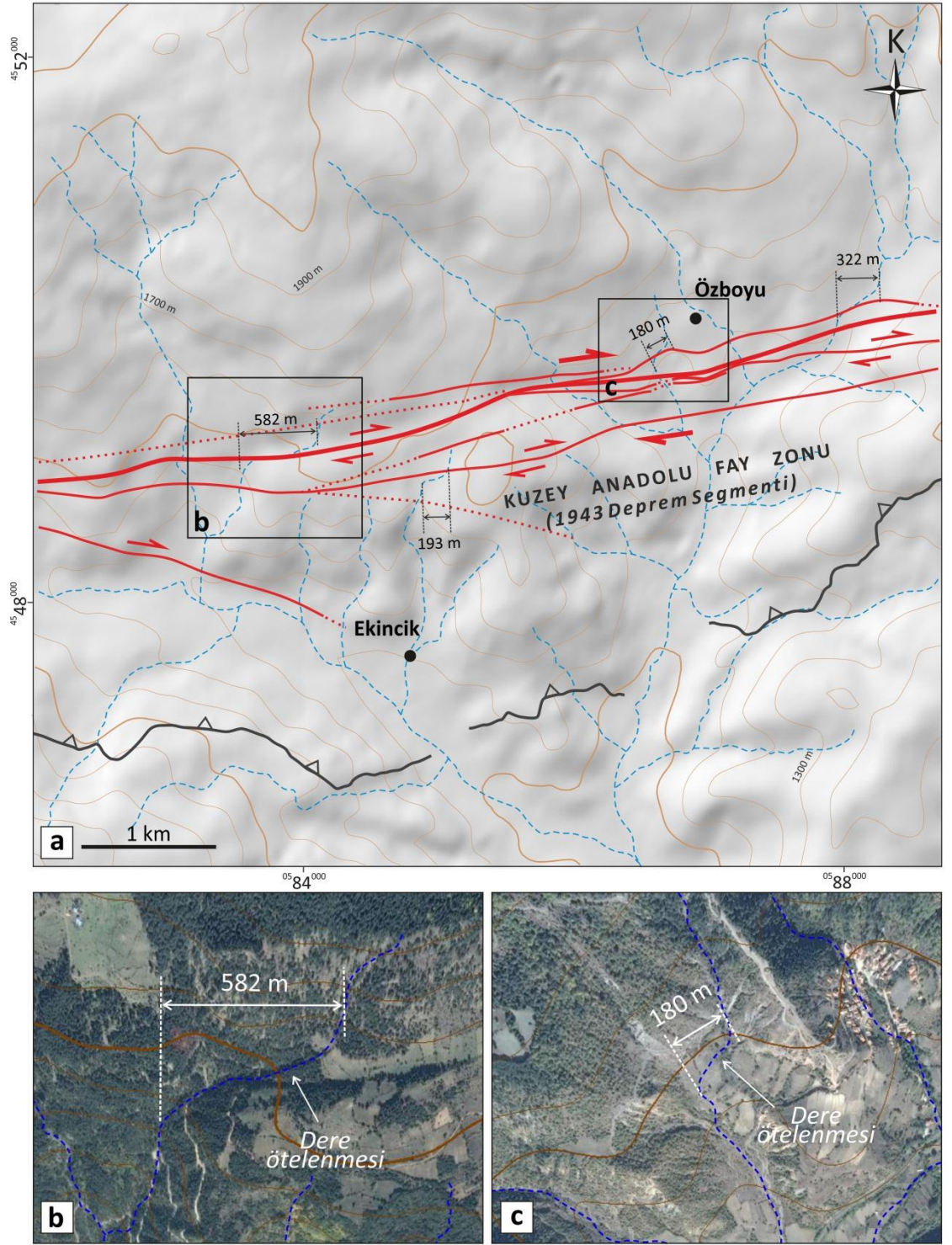
Şekil 4.15 GY-1 gözlem alanında (Alıç bölgesi) dere ötelenmesinin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

4.4.1.2 Özboyu bölgesi

KAFZ'nin iç yapısının iyi görüldüğü diğer gözlem alanı Özboyu yerleşim yeri ve çevresidir (GY-2) (Şekil 4.10). Bu harita alanında faylanma metamorfik kayaları (şist, mermer, metabazanit) etkilemiştir (Şekil 4.16). 1943 deprem segmenti içerisinde KAFZ'de deformasyon özelliğinin en iyi gözlemlendiği alanlar arasındadır. Özboyu bölgesindeki morfotektonik yapılar belirgin sağ yanal dere ötelenmeleri göstermektedir. Bu ötelenmeler 58 m, 180 m, 193 m, 322 m ve 582 m olarak belirlenmiştir (Şekil 4.17).

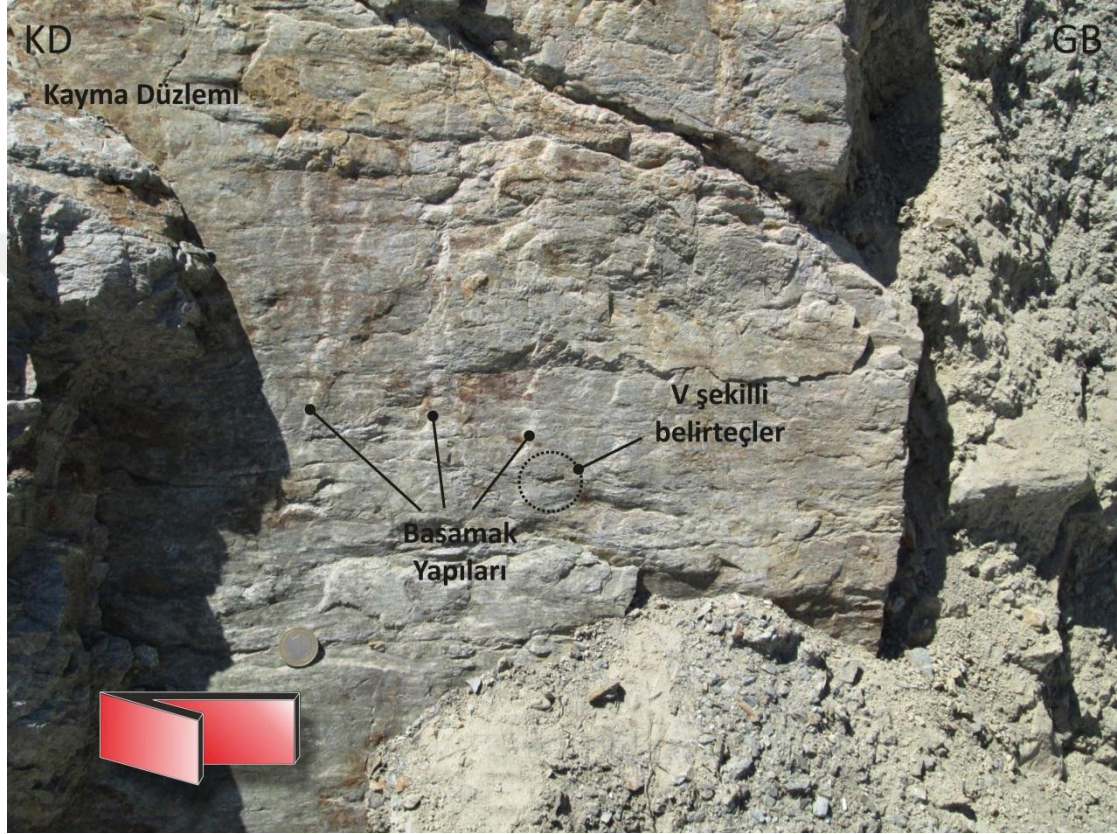


Şekil 4.16 Özboyu bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti



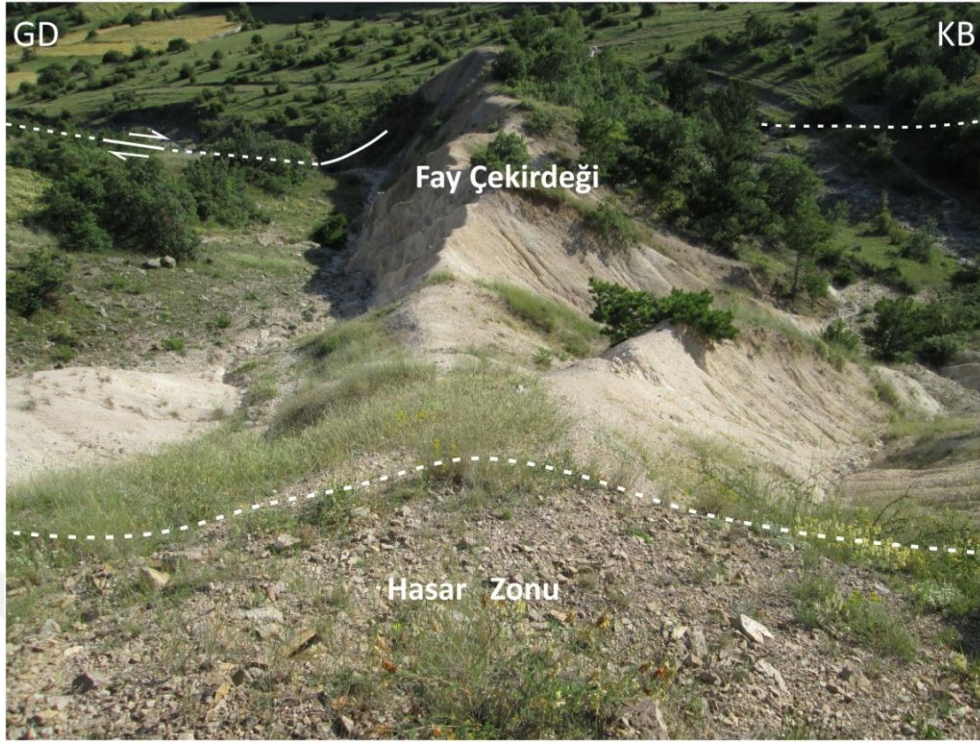
Şekil 4.17.a. Özboyu bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. ve c. Dere ötelenmelerini gösteren Google Earth görüntüsü

Ana kayma düzleminin doğrultusu $K67^{\circ}-80^{\circ}D$ eğimi $60^{\circ}-73^{\circ}KB$ dır. Ana kayma düzlemi üzerindeki kayma çizgisellikleri $K65^{\circ}-80^{\circ}D/3^{\circ}-5^{\circ}KD$ dur. Kayma düzlemi üzerinde yersel iyi gelişmiş kayma belirteçleri bulunmaktadır. Bunlar arasında basamak yapıları, lifsi yapılar ve havuç şekilli yapılar belirgindir (Şekil 4.18). Bu yapılar ana kayma düzlemine göre kuzey bloğun sağa gittiğini ortaya koymaktadır.



Şekil 4.18 GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) kayma düzlemi üzerinde belirlenen kinematik belirteçlerin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

Kataklastik zon gelişimi geniş yüzeylemelere sahiptir (Şekil 4.19). Bu geniş yüzeylemeler iç yapısal olarak daha kompleks özelliktedir. Kompleks iç yapı gelişimi faylanmanın göreceli olarak daha dar zonda gelişmesinden ve faylanmanın geliştiği litoloji türünden kaynaklanmaktadır. Ana kayma düzlemine göre kuzey blok daha yoğun gevrek deformasyon oluşuklarına ev sahipliği yapmaktadır. Fay çekirdeği ve hasar zonu gelişimleri tipiktir. Ana kayma düzleminden itibaren gelişen fay çekirdeği kohesif olmayan gauç ve kataklasit türü fay kayaları ile temsil olur (Şekil 4.20).



Şekil 4.19 GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)



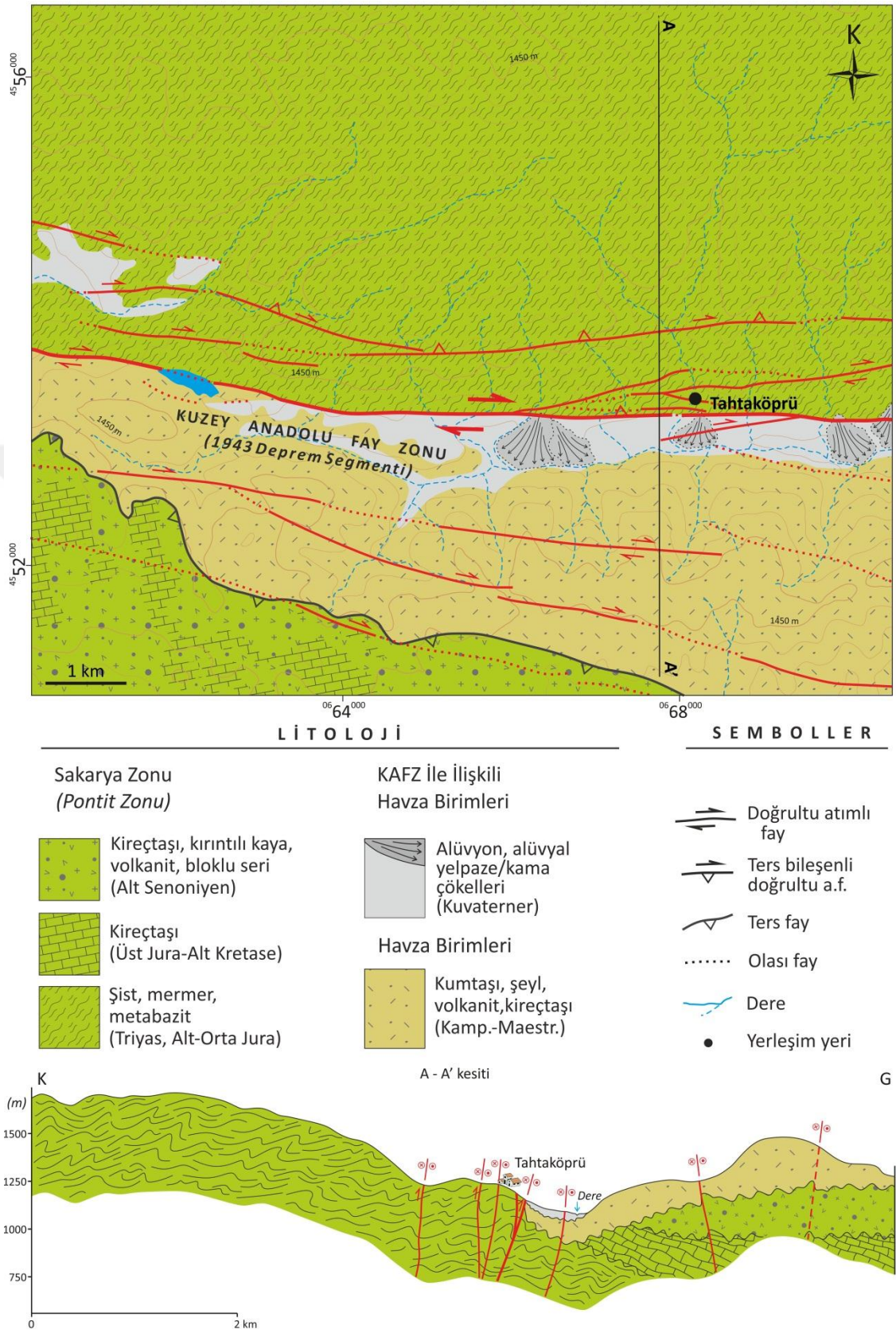
Şekil 4.20 GY-2 gözlem alanında (Özboyu bölgesi) fay çekirdeğinin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

Çekirdek içerisinde mercek ve uzamış mercek geometrili kaotik breş oluşumlarıda eşlik eder. Fay çekirdeği 10 cm ile 30 cm arasındadır. Çekirdek sinüzoidal bir dokanak geometrisi ile hasar zonuna geçer. Hasar zonu yoğun kırıklanma ve breş oluşumu ile temsil olmaktadır. Hasar zonu kısa mesafelerde tekrar fay çekirdeği oluşumuna geçer. Bu çekirdek hasar zonu tekrarlanması yaklaşık 50 m devam eder (Şekil 4.20). Çoklu çekirdeklenme ile temsil olan bu kesimin tümü fay çekirdeği olarak ayrılmıştır. Çoklu çekirdeklenme kesimi yoğun kırıklanma ve ufalanma ile temsil edildiği hasar zonuna geçmektedir (Şekil 4.19). Hasar zonunun yaygın fay kayasını breş oluşturmaktadır.

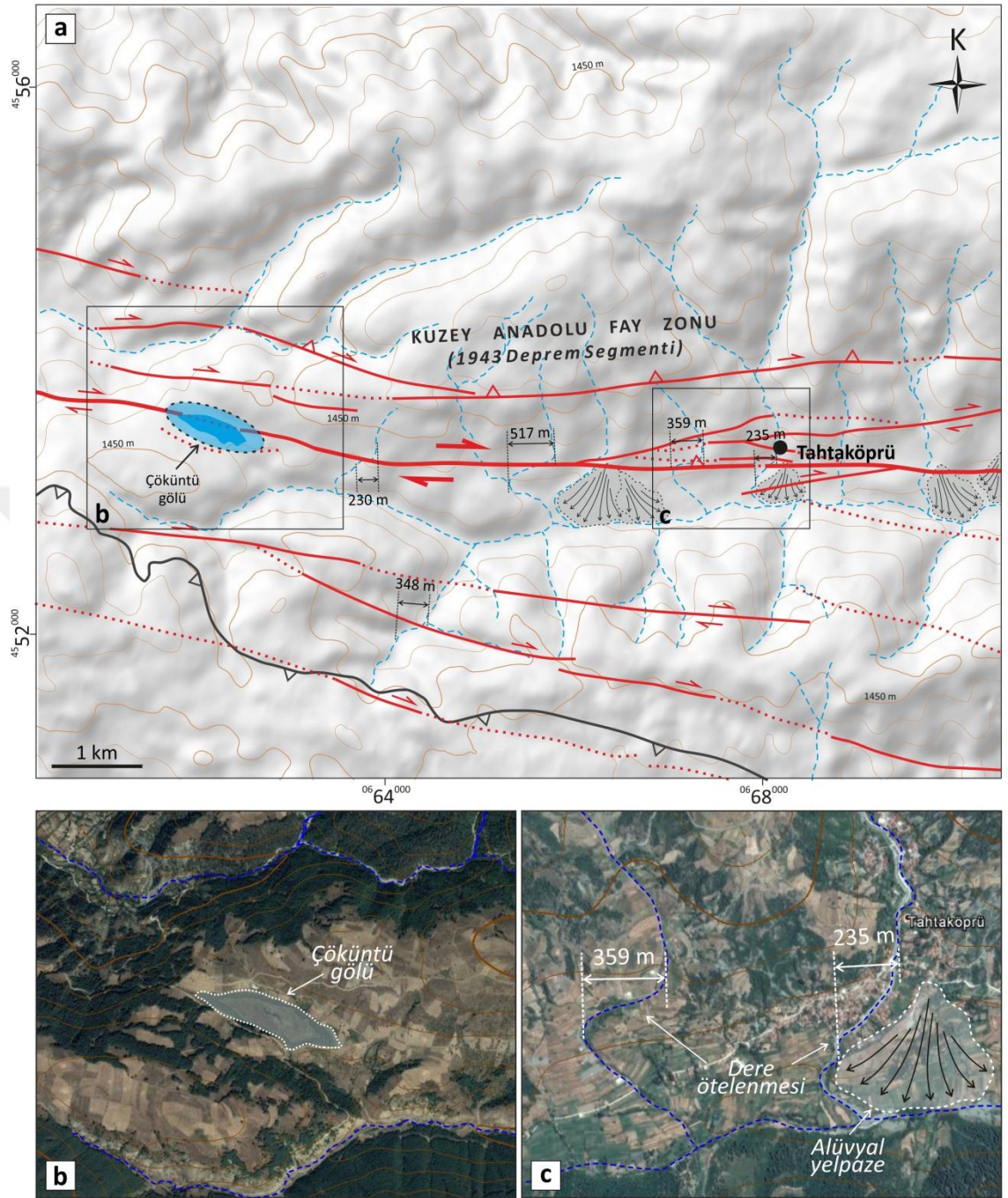
4.4.1.3 Tahtaköprü Bölgesi

1943 deprem segmenti boyunca bir diğer inceleme alanı Tahtaköprü bölgesidir (GY-3) (Şekil 4.10, 4.21). Bölgenin genel litolojisini Sakarya Zonu (Pontid Zonu) kayaları ile Havza birimleri oluşturur (Şekil 4.21). Faylanma önemli ölçüde bölgedeki metamorfizmlerde (şist, mermer, metabazit) gelişmiştir. Ana fay metamorfizmler ile Kuvaterner-Holosen dokanağını oluşturur. 1943 depreminin izlerini de barındıran faylanma yol yarmasında belirgin olarak gözlenmektedir. Bu kesimde kayma düzlemi boyunca temel kaya ve Kuvaterner-Holosen çökelleri ile karşı karşıya gelmiştir. Kayma düzlemi düşey düzlemde kavisli geometride olup $K85^{\circ}-88^{\circ}D$ doğrultularda ve kuzeybatıya $78^{\circ}-86^{\circ}$ eğimlidir. Düzlemin yersel kesimlerinde basamak yapıları türünde hareket yönü belirteçleri gözlenmiştir. Bu belirteçler sağ yanal doğrultu atımlı faylanmayı ortaya koyar. Tahtaköprü bölgesinin belirgin morfotektonik özelliği çöküntü gölü ve dere ötelenmeleridir (Şekil 4.22.a, b). Belirgin sağ yanal dere ötelenme sunan derelerin ölçülen ötelenme miktarları 108 m, 125 m, 230 m, 235 m, 268 m, 348 m, 359 m ve 517 m dir (Şekil 4.22.a, c).

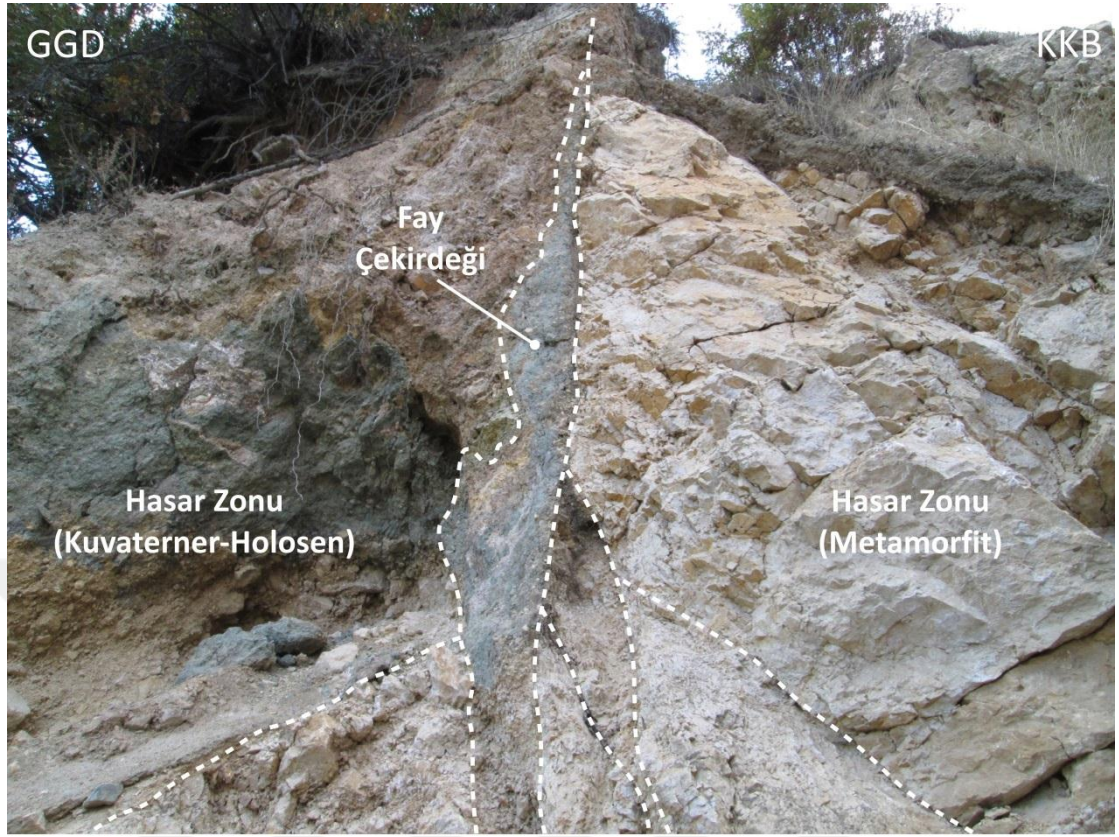
Faylanma ile ilişkili kataklastik zon gelişimi karakteristiktir. Fay çekirdeği bir kaç milimetre ile 30 cm arasında ve düzgün olmayan bir geometridedir (Şekil 4.23). Kohesif olmayan gauç egemen fay kayasıdır. Yersel kaotik breşte bu kesimin fay kayası arasındadır. Fay çekirdeği deformasyon şiddeti bakımından belirgin olarak ayrılmaktadır (Şekil 4.23). Çekirdek kesimi kendi içerisinde heterojen deformasyon gelişimine sahiptir. Fay çekirdeği her iki bloktaki hasar zonları ile sınırlanır.



Şekil 4.21 Tahtaköprü bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti



Şekil 4.22.a. Tahtaköprü bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çöküntü gölü, c. Dere ötelenmeleri ve alüvyal yelpazenin Google Earth görüntüsü



Şekil 4.23 GY-3 gözlem alanında (Tahtaköprü bölgesi) kataklastik zonun (fay çekirdeği, hasar zonu) arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

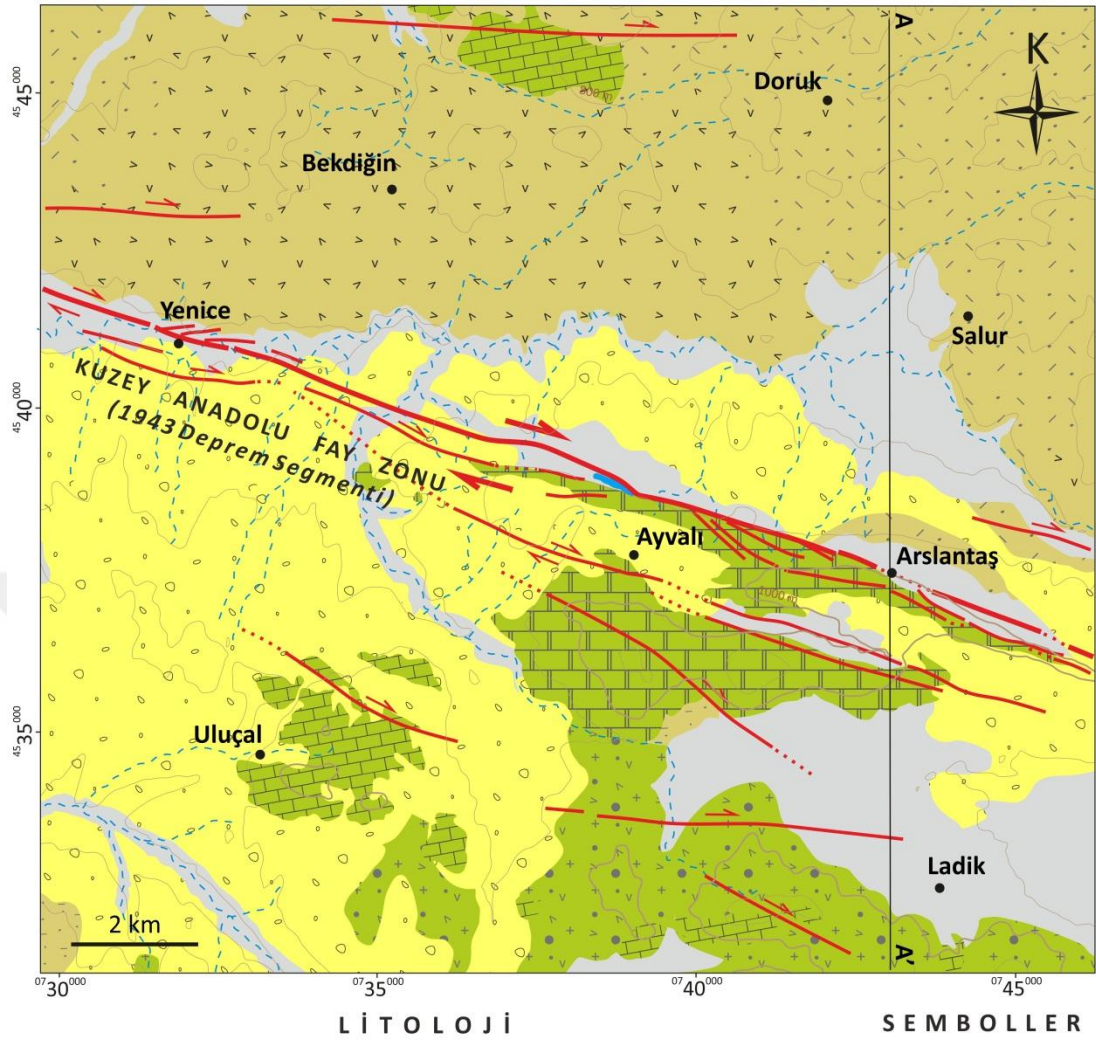
Kuzey blok hasar zonunu metamorfik kaya oluştururken güney blok hasar zonu metamorfik kaya ve Kuvaterner-Holosen çökelleri üzerinde gelişmiştir. Kuvaterner-Holosen çökelleri önemli ölçüde tahrip olmuş ve geniş dalga boyutlu kıvrımlanma sunmaktadır. Bu kesimdeki metamorfikler ise kıvrımlanmış ve parçalanmıştır. Breş oluşumları olağandır. Kuzey blok yoğun kırıklanmalı metamorfik (mermer, metabazit) ile bu metamorfiklerden türeme breş türü fay kayası ile temsil olur (Şekil 4.23). Bu kesimde gelişen breşler kırıklı ve kaotik türdedir. Yine kuzey kesimin hasar zonu içerisinde R ve R' tipi Riedel kırıklanma yer almaktadır. Hasar zonunun genişliği yaklaşık 250 m'ye ulaşmaktadır.

4.4.1.4 Arslantaş Bölgesi

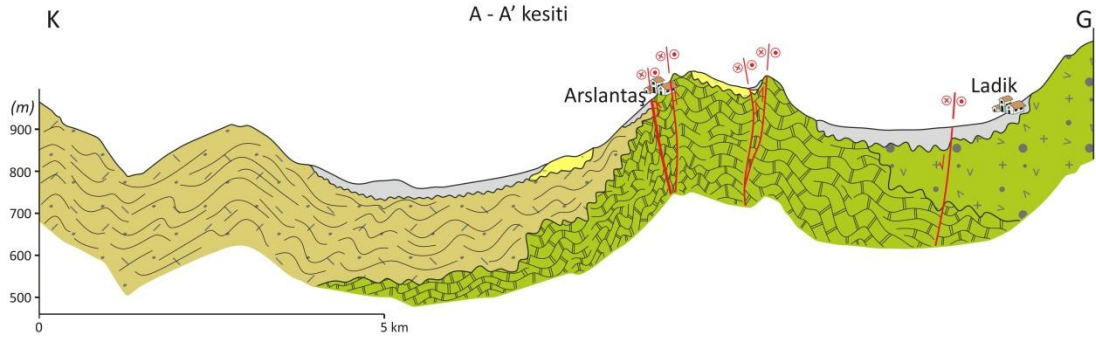
Arslantaş gözlem alanı (GY-4) 1943 deprem segmentinin doğuda kavıştığı kesimde yer almaktadır (Şekil 4.10). Segmenti oluşturan faylar harita alanı içerisindeki Sakarya Zonu (Pontid Zonu) litolojileri ile havza birimlerini etkilemektedir (Şekil 4.24).

1943 depremini de oluşturan ana fay özellikle rekristalize kireçtaşlarının yoğun gevrek deforme olmasına sebebiyet vermiştir. Bu fay izi boyunca temel kayalar ile Kuvaterner-Holosen çökeller karşı karşıya gelmiştir. Yine ana fay izi boyunca faylanmaya bağlı tipik morfotektonik yapılar gelişmiştir. Bu yapılar çöküntü gölü, uzamış sırt ve dere ötelenmeleri olarak belirlenmiştir. Dere ötelenme miktarları 76 m, 109 m, 205 m, 248 m, 268 m, 665 m, 979 m ve 1781 m dir (Şekil 4.25.a, b). Harita alanı içerisinde faylanmanın tipik özellikleri Arslantaş yakınlarındaki taş ocaklarında gözlenmiştir. Ana fay ve ana fay ile ilişkili fay kollarının kayma düzlemleri rekristalize kireçtaşları üzerinde belirgin olarak görülmektedir (Şekil 4.26, 4.27).

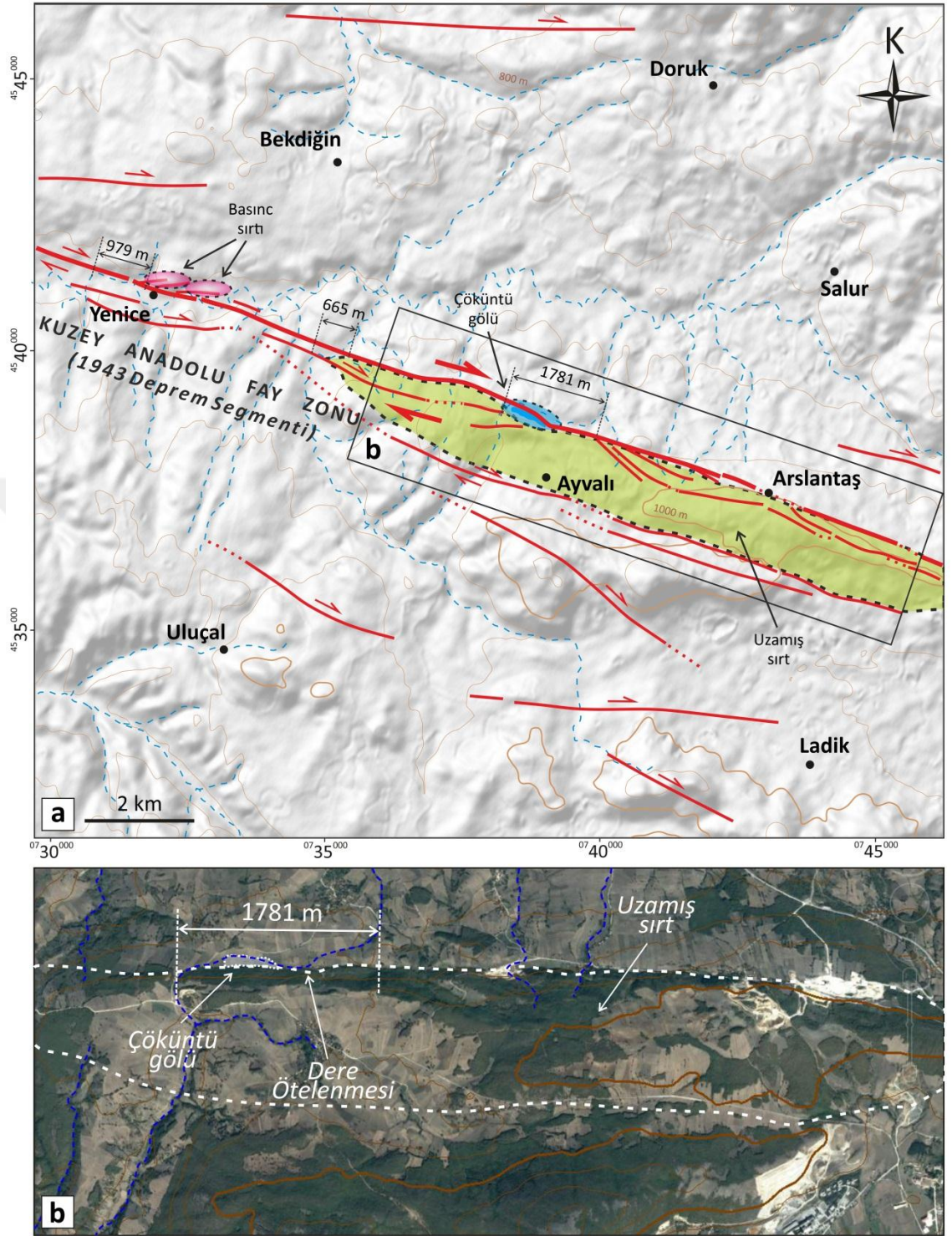
Arslantaş bölgesinde ana fayın doğrultusu $K80^{\circ}-85^{\circ}B$, eğimi $70^{\circ}-75^{\circ}$ kuzeydoğudur. Fay çizgisellikleri bu kesimdeki faylanmalar doğrultu atımlı ve eğim atım bileşenli (ters, normal) doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu ortaya koyar. 1943 depremini de oluşturan ana fayın rekristalize kireçtaşı ve Holosen çökelleri arasındaki izi belirgindir. Faylanmaya bağlı her iki litoloji üzerinde gelişmiş kataklastik zon açıkça görülmektedir. Burada gelişen fay çekirdeği 4 cm ile 35 cm arasında kalınlık/genişlik sunmaktadır. Fay çekirdeği içerisinde kayma düzlemleri yersel alanlar olarak görülebilmektedir (Şekil 4.28). Gauç çekirdeğin egemen fay kayasıdır. Bazı alanlarda yersel kataklasit ve kaotik breş oluşumları da bulunmaktadır. Gauç içerisinde ana kayma düzlemi ile uyumlu küçük ölçekli kayma düzlemleri olağandır. Kayma düzlemi $K45^{\circ}B/60^{\circ}KD$ durumudur ve normal bileşenli doğrultu atımlı fay karakterindedir. Çekirdeğin her iki kesimi hasar zonları ile sınırlandırılmaktadır. Fay çekirdeği hasar zonları geçişi yersel keskin dokanak sunar.



Sakarya Zonu (Pontit Zonu)	Havza Birimleri	KAFZ ile ilişkili Havza Birimleri	
Kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase)	Dasit, andezit, bazalt (Orta-Üst Miyosen)	Alüvyon, alüvyal yelpaze çökelleri (Kuvaterner)	Doğrultu atımlı fay
Kumtaşı-şeyl, piroklastikler (Alt-Orta Jura)	Kumtaşı, çakıltası (Alt-Orta Eosen)	Çakıltası, kumtaşı (Pliyosen)	Olası fay
Rekristalize kireçtaşı (Permien)	Kumtaşı, şeyl, volkanit, kireçtaşı (Kampaniyen-Maestrihtiyen)		Dere
			Yerleşim yeri

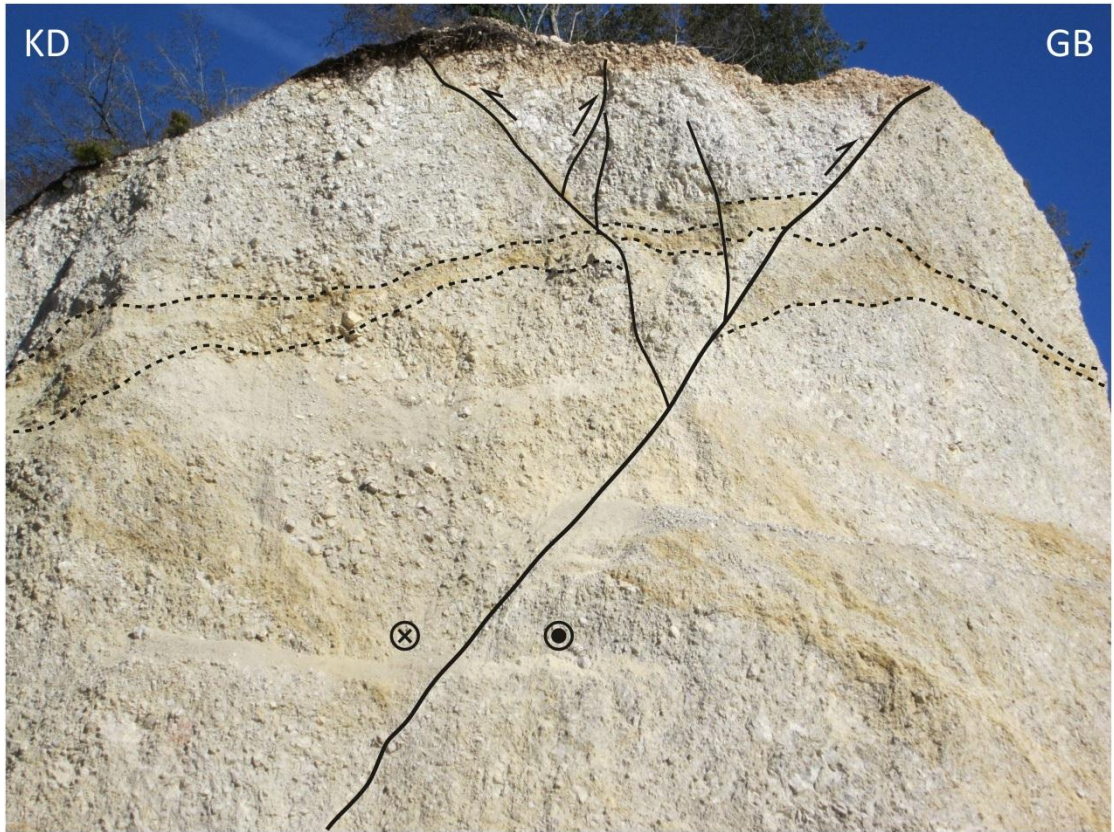


Şekil 4.24 Arslantaş bölgesinin jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti



Şekil 4.25.a. Arslantaş bölgesinin sayısal yükseklik modeli üzerinde morfotektonik yapıların görünümü, b. Çöküntü gölü, uzamış sırt ve dere ötelenmelerinin Google Earth görüntüsü

Ana kayma düzlemine göre güney blok hasar zonunun ilksel kayası rekristalize kireçtaşı olup gevrek deformasyonun farklı oluşukları ile temsil olur. Rekristalize kireçtaşının ilksel özellikleri önemli ölçüde tahrip olmuştur. Yoğun kırılanma, paralanma ve ezilme süreçlerine bağlı kırık gelişimi ve fay kayası oluşumları yaygındır. Kaotik ve mozayik breş türleri hasar zonunun fay kayasını oluşturur. Breşler köşeli ve yarı köşeli klastlardan oluşmaktadır. Tane boyu 2 cm-10 cm arasında değişmektedir.

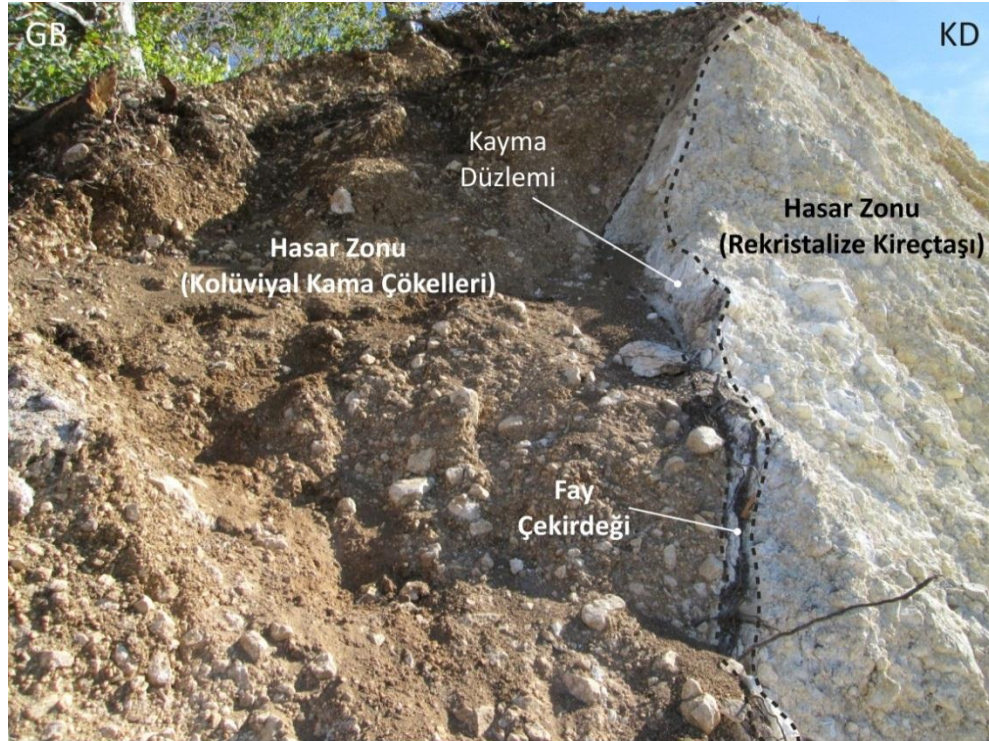


Şekil 4.26 GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) ana fay ve ana fay ile ilişkili fay kollarının arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

Hasar zonu yersel kalsit damarlarına ev sahipliği yapmaktadır. Bu damarlar 10 cm ile 19 cm kalınlıklara sahiptir. Damarların yönelimleri ($K60^{\circ}-65^{\circ}B$) 1943 segmentini oluşturan faylanmalar ile ilişkili geliştiğini ortaya koyar. Segmenti oluşturan faylanmalar ile sıvı sirkülasyonu arasında da kökensel ilişkinin varlığı söz konusudur.



Şekil 4.27 GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) temel kaya içerisinde gelişen kayma düzleminin yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)



Şekil 4.28 GY-4 gözlem alanında (Arslantaş bölgesi) rekristalize kireçtaşları ile güncel çökellerde gelişen kataklastik zonun yakın görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)

Holosen çökeller ile temsil olan kuzey blok hasar zonunda ise çökel özelliği nedeniyle gevrek deformasyon etkileri belirgin olarak takip edilememektedir. Ancak Holosen çökellerinde gelişmiş fay çekirdeğinin gauç oluşumu göstermesi faylanmanın Holosen çökellerini de deforme ettiğine işaret eder (Şekil 4.28). İnceleme alanında özellikle basınç sırtı olarak gelişim gösteren morfotektonik yapıdaki faylanma 1943 deprem segmenti boyunca faylanmanın sadece doğrultu atım ya da normal bileşenli doğrultu atımda değil aynı zamanda ters bileşenli doğrultu atım faylanma karakterinde geliştiğini ortaya koymaktadır (Şekil 4.26). Yersel Holosen çökellerini de kısmen etkilemiş olması faylanmanın tarihsel dönem ve/veya tarih öncesi dönemde gelişmiş olduğuna işaret etmektedir.



4.4.2 Kinematik ve dinamik analiz

1943 deprem segmenti boyunca her iki analiz çalışmasının yapılabileceği tipik alanlar seçilmiştir. Buna göre kayma düzleminin belirgin olduğu kesimlerde toplamda 59 ölçüm gerçekleştirilmiştir. Bu ölçümler batıdan doğuya doğru Alıç, Özboyu, Tahtaköprü ve Aslantaş bölgelerinde 4 gözlem alanında (G1, G2, G3, G4) ve 24 ölçüm noktasından elde edilmiştir (Şekil 4.10, Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1 1943 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen verilerin yapısal analiz tablosu

1943 Deprem Segmenti												
Gözlem Yeri		X	Y	Ölçü Sayısı	Paleostres			R Değeri	R' Değeri	α	QRWSM	Tektonik Rejim
					σ_1	σ_2	σ_3					
Alıç Bölgesi	GY-1	541967	4536835	14	02/304	80/203	10/034	0.03	1.97	6.6	C	Sıkışma Bileşenli Doğrultu Atım
Özboyu Bölgesi	GY-2	586715	4549688	15	11/300	79/118	00/210	0.69	1.31	5.1	B	Genişleme Bileşenli Doğrultu Atımlı
Tahtaköprü Bölgesi	GY-3	667757	4551847	15	05/139	65/039	24/232	0.41	1.59	5.7	B	Saf Doğrultu Atımlı
Aslantaş Bölgesi	GY-4	742809	4537758	16	28/329	62/145	01/238	0.43	1.57	6.5	B	Saf Doğrultu Atımlı

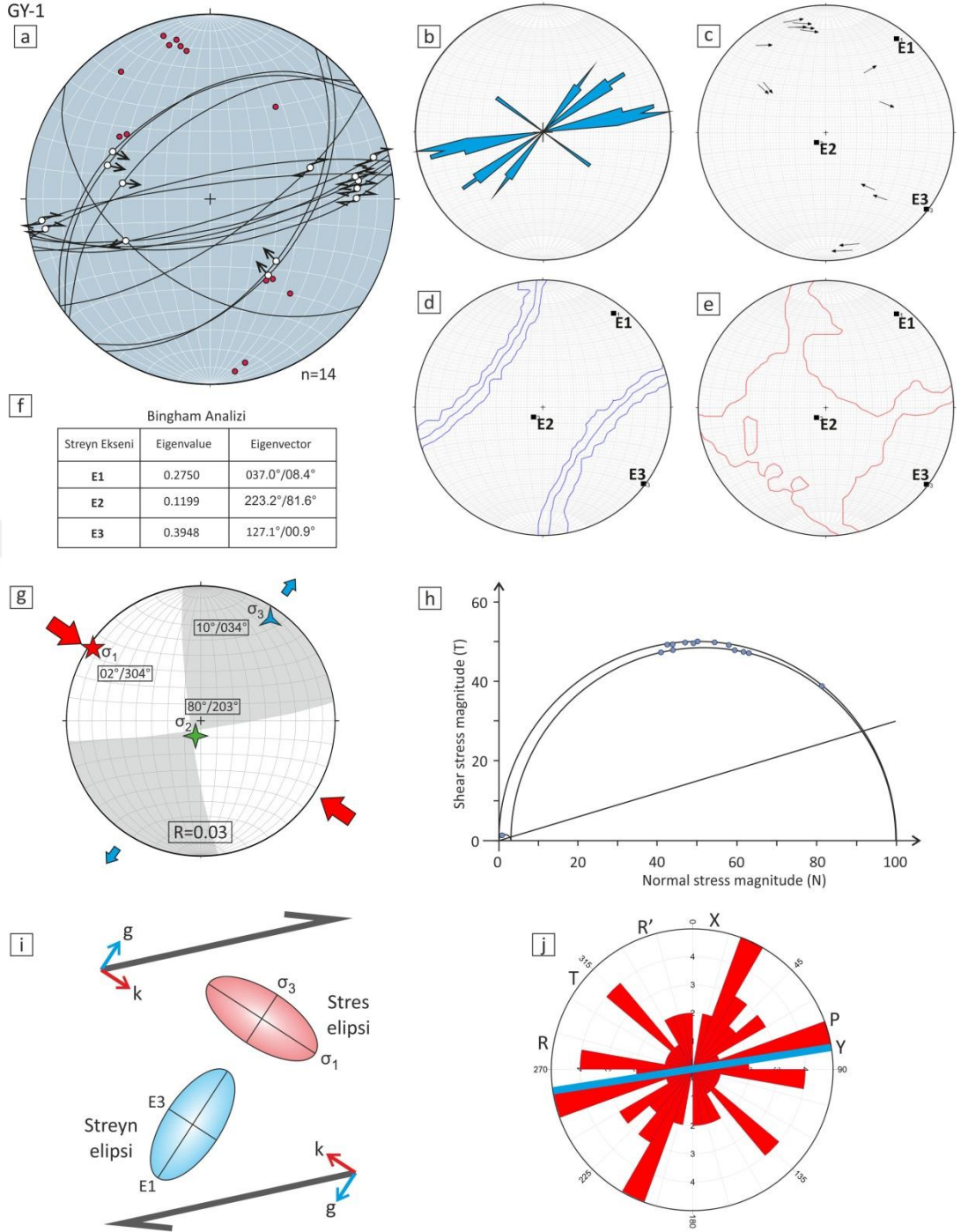
X, Y: UTM koordinatları (36T), R: stres oranı, α : Uyumsuzluk açısı, QRWSM: Dünya stres haritası kalite derecesi

Her bir ölçüm noktasında kayma düzleminin yüzeyleme derecesine göre 1 ile 6 arasında değişen miktarlarda ölçüm alınmıştır. Gözlem yerinde kayma düzleminin durumu, kayma çizığının yan yatımı ya da durumu pusula yardımıyla belirlenip yer değıştirme özellikleri kayıt altına alınmıştır. Ölçüm noktalarında yer değıştirme karakteri kayma düzleminin bileşen özelliğı ve kayma yönü belirteçleri ile bloğun hareket yönü belirlenmiştir. Segment boyunca elde edilen verilerin analiz sonuçları çizelge 4.1’de sunulmaktadır.

Alıç Bölgesi

GY-1 gözlem alanında 14 adet kayma düzlemi ve kayma çizığı ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 6 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinde gerçekleştirilmiştir. Kayma düzlemi ve kayma çizığı ölçülerinin eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 4.29.a olarak verilmiştir. 1943 deprem segmentinin Alıç bölgesindeki fayların önemli kısmı DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 4.13, 4.29.b). Fay düzlemlerin eğimleri büyük oranda dike yakın açılarda, eğim yönleri ise kuzey ve güney yöndedir. Alanda ayrıca KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylarda bulunmaktadır (Şekil 4.29.b).

Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları şekil 4.29 içerisinde c, d, e ve f rumuzları ile sunulmaktadır. Buna göre kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramı taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 4.29.c). Şekil 4. 29.c, d ve e’de görüleceğı üzere E2 eksenini güneybatı çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Şekil 4.29.d ve e’de P ve T eksenlerinin kontur diyagramları görölmektedir. Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğı çeyrek alanları kısalma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğı ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Genişleme eksenini (E_1) kuzeydoğı çeyrek diliminde kısalma eksenini (E_3) ise güneydoğı çeyrek dilimindedir. Bingham analizi kapsamında E_1 , E_2 ve E_3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları şekil 4.29.f’de sunulmaktadır. Tabloda E_2 kinematik eksenini $G43^\circ B/82^\circ$ ($223.2^\circ/81.6^\circ$) durumdadır.



Şekil 4.29 1943 deprem segmenti boyunca GY-1 gözlem alanına (Alıç bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

E1 eksenini (genişleme) $K37^{\circ}D$ gidişli ve $\sim 8^{\circ}$ dalımlı ($037.0^{\circ}/08.4^{\circ}$) iken, E3 ekseninin (kısılma) durumu $G53^{\circ}D/0^{\circ}$ ($127.1^{\circ}/00.9^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısılma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.2750 ve 0.3948 dir.

Alanının dinamik analiz sonuçları ise şekil 4.29.g’de verilmektedir. Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) sırasıyla σ_1 : $02^{\circ}/304^{\circ}$, σ_2 : $80^{\circ}/203^{\circ}$ ve σ_3 : $10^{\circ}/034^{\circ}$ ’dir. σ_2 ana paleostresi göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.03 ve R’ değeri ise 1.97 dir. Tüm bu sonuçlar 1943 deprem segmentinin bir bölümünü temsil eden Alıç bölgesinin sıkışmalı doğrultu atım rejimi etkisi altında olduğunu ortaya koymaktadır (Çizelge 4.1).

Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise C dir. Şekil 4.29.h’de verilen Mohr diyagramında fayların yoğunlaştığı bölge reaktivite fay alanı ile temsil olmakta olup R ve R’ oranlarını destekler nitelikte yanal sıkışmalı (transpresyonal) rejime işaret etmektedir. 1943 deprem segmentinin bu bölgedeki stres ve streyn elips konumları şekil 4.29.i olarak görülmektedir.

Gözlem alanındaki kırılanmalar genel olarak anlayabilmek ve yönelimlerini bir bütün olarak görmek için gül diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 4.29.j). Buna göre alandan ölçülen 41 adet kırık düzleminin gül diyagramında R, P, X ve T kırılanmaların yaygın olduğu görülmektedir. Az miktarda ise R’ kırıkları da gelişmiştir. R kırıkları $K80^{\circ}-85^{\circ}B$, R’ kırıkları $K10^{\circ}-20^{\circ}B$ ve T kırıkları ise $K40^{\circ}-58^{\circ}B$ arasında değişen doğrultularla temsil olur. Bu kırılanmalar 1943 deprem segmentini oluşturan faylanmalar ile korele edilmektedir.

Özboyu Bölgesi

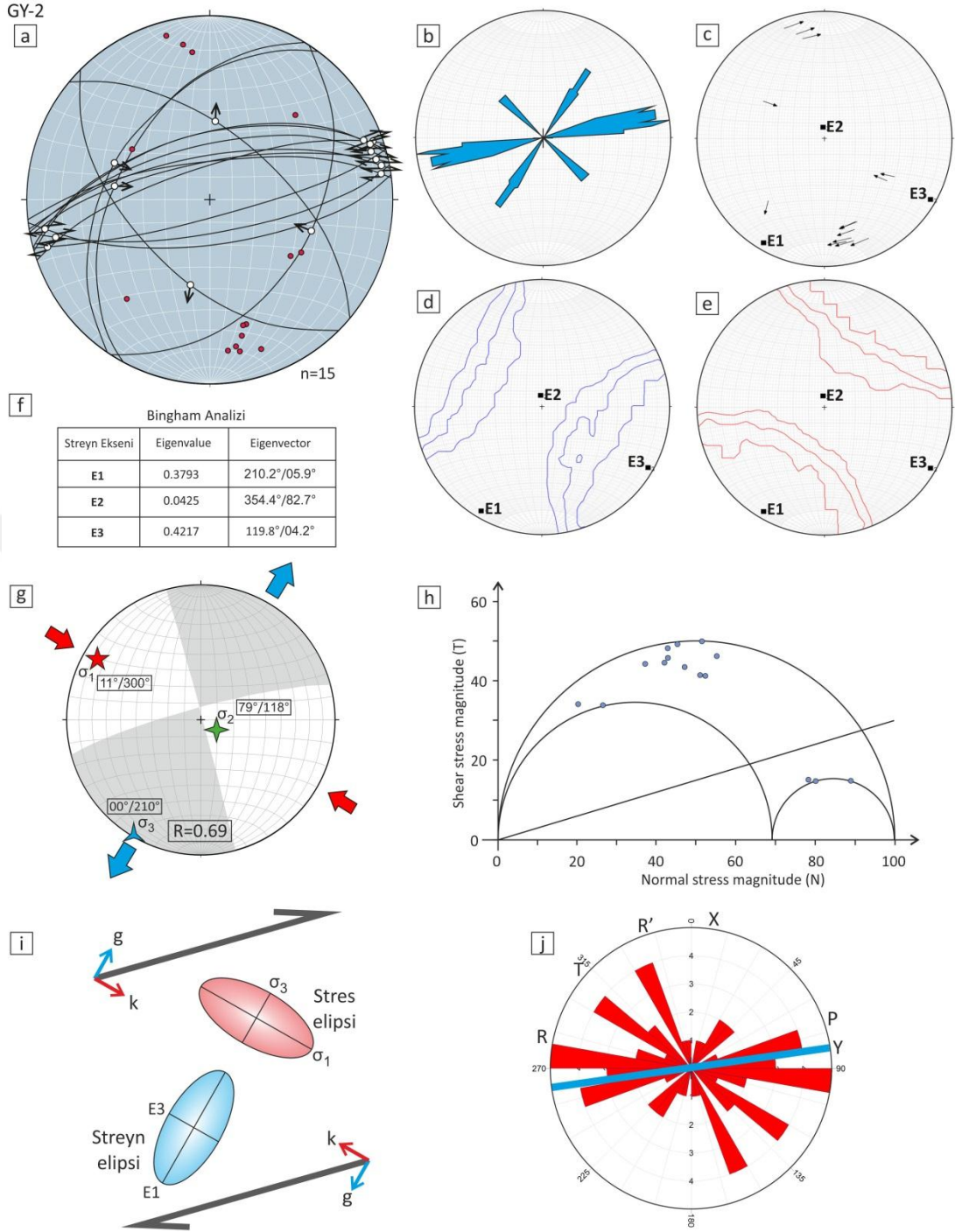
Özboyu bölgesinde kayma düzlemlerinin yüzeylediği kesim **GY-2** gözlem alanı olarak tanımlanmıştır. Bu gözlem alanında 6 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden 15 adet kayma düzlemi ve kayma çizgiselliği ölçüsü alınmıştır.

Kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçümlerinin eş alan neti alt yarım küre üzerindeki konumları şekil 4.30.a'da verilmiştir. Alandaki fayların önemli bir kısmı DKD-BGB doğrultuludur (Şekil 4.18, 4.30.b). Düzlemlerin eğimi dike yakın açılarda ve kuzeybatı ve güneydoğuya eğimlidir. Alanda yine KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylar da gelişmiştir (Şekil 4.30.b).

Bu gözlem alanındaki fay ölçümlerinin kinematik analiz sonuçları şekil 4.30.c, d, e ve f olarak sunulmaktadır. Buna göre tanjant lineasyon diyagramı taban blok konumlu fay bloğunun göreceli olarak batıya doğru hareketine işaret eder (Şekil 4.30.c). Diyagram E2 eksenin güneybatı çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumda olduğunu göstermektedir. Alandaki faylanmaların P ve T eksenlerinin kontur diyagramları şekil 4.30.d ve e'de verilmiştir. Her iki kontur diyagramı birlikte sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanlarının kısılma bölgelerini ve kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanlarının ise genişleme bölgeleri olduğunu gösterir.

Aynı diyagramlarda genişleme eksenini (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısılma eksenini (E3) ise güneydoğu çeyrek diliminde yer almaktadır. Şekil 2.30.f'de Bingham analizi kapsamında kinematik eksenlerin (E1, E2 ve E3) eigenvalue ve eigenvektor sonuçları sunulmaktadır. Buna göre E2 kinematik eksenini $K06^{\circ}B/83^{\circ}$ durumudur ($354.4^{\circ}/82.7^{\circ}$). E1 eksenini (genişleme) $G30^{\circ}B$ gidişli ve $\sim 17^{\circ}$ dalımlı ($210.2^{\circ}/05.9^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısılma) ise $G60^{\circ}D$ gidişli ve $\sim 4^{\circ}$ dalımlıdır ($119.8^{\circ}/04.2^{\circ}$). Genişleme ve kısılma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.3793 ve 0.4217 olarak hesaplanmıştır.

Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) şekil 4.29.g'de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $11^{\circ}/300^{\circ}$, σ_2 : $79^{\circ}/118^{\circ}$ ve σ_3 : $00^{\circ}/210^{\circ}$ 'dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. Dinamik analiz değerlendirmeleri R değerini 0.69 ve R' değerini ise 1.31 olarak verir. Paleostres eksenlerinin göreceli konumları ile R ve R' değerleri bölgedeki faylanmanın saf doğrultu atım rejimi ile temsil olduğunu ortaya koyar (Çizelge 4.1). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B'dir.



Şekil 4.30 1943 deprem segmenti boyunca GY-2 gözlem alanına (Özboyu bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

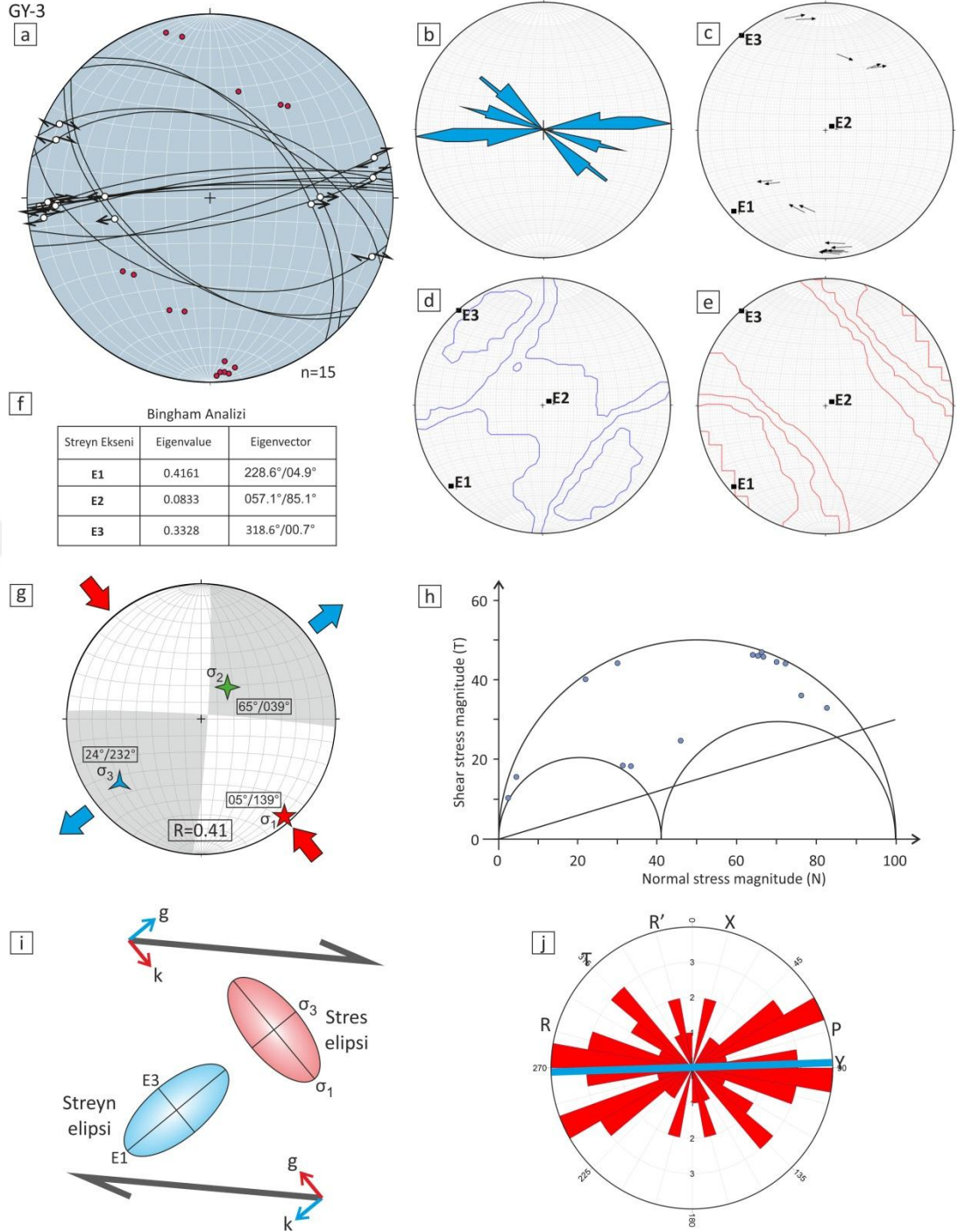
a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkiyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Mohr diyagramı fayların büyük ölçüde reaktivite fay alanı bölgesinde yoğunlaştığını ve R ve R' oranlarını destekler nitelikte yine saf doğrultu atımlı rejime işaret etmektedir (Şekil 4.30.h). Bu sonuçlardan bölge için elde edilen stres ve streyn elipslerinin konumları şekil 4.30.i' de gösterilmiştir. Bölgedeki faylanmalar dışında faylanmalar ile ilişkili olan kırılanmalardan gül diyagramı oluşturulmuştur. Buna göre 34 adet kırık düzlemi ölçümlerinden elde edilen gül diyagramında R, P ve X kırıklarının yaygın olduğu görülmektedir. Az miktarda R' kırığı gözlenmiştir. R kırıkları $K75^{\circ}-85^{\circ}B$, P kırıkları $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ ve X kırıkları ise $K00^{\circ}-10^{\circ}D$ arasında değişen doğrultularda gelişmiştir (Şekil 4.30.j).

Tahtaköprü Bölgesi

GY-3 gözlem alanı olarak Tahtaköprü bölgesinde 15 adet kayma düzlemi ve kayma çizgiselliği ölçüsü alınmıştır. Ölçümler bu alandaki 5 adet tipik fay düzlemi yüzeylemelerinden elde edilmiştir. Şekil 4.31.a'da ölçümlerin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki konumları verilmiştir. Bölgedeki fayların önemli kısmı BKB-DGD ve DKD doğrultulu, dike yakın eğim açılıdır (Şekil 4.23). Bu fayların eğim yönleri ise kuzeydoğu, güneybatı ya da kuzeybatıyadır.

Bölgede nispeten daha az orandaki KB-GD uzanımlı faylarda bulunmaktadır (Şekil 4.31.a, b). Şekil 4.29.c, d, e ve f bölgedeki faylanmalardan elde edilen kinematik analiz sonuçlarını göstermektedir. Buna göre kayma çizgiselliklerinden elde edilen tanjant diyagramında taban blok konumlu fay bloklarının bir bölümü göreceli olarak batıya diğer bölümü ise doğuya doğru hareketi söz konusudur (Şekil 4.31.c). P ve T eksenlerinin kontur diyagramlarında kısılma ve genişleme bölgeleri görülebilmektedir (Şekil 4.31.d, f). Buna göre genel anlamda sırasıyla kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısılma bölgeleri ile temsil olurken kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgeleridir. Bu diyagramlarda E2 eksenini kuzeybatı çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır. Yine genişleme eksenini (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısılma eksenini (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır (Şekil 4.31.c, d, e). Bingham analizi E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları ortaya koymaktadır.



Şekil 4.31 1943 deprem segmenti boyunca GY-3 gözlem alanına (Tahtaköprü bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

Buna göre E2 kinematik ekseninin gidişi $K57^{\circ}D$ ve $\sim 85^{\circ}$ ($057.1^{\circ}/85.1^{\circ}$) dir. E1 eksenini (genişleme) $G39^{\circ}B$ ve $\sim 5^{\circ}$ ($228.6^{\circ}/04.9^{\circ}$) iken E3 eksenini (kısalmaya) $K11^{\circ}B$ ve $\sim 0.1^{\circ}$ ($318.6^{\circ}/00.7^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısılmaya eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.4161 ve 0.3328 dir (Şekil 4.31.f).

Bölgedeki faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) ise sırasıyla σ_1 : $05^{\circ}/139^{\circ}$, σ_2 : $65^{\circ}/039^{\circ}$ ve σ_3 : $24^{\circ}/232^{\circ}$ durumdadır (Şekil 4.31.g). σ_2 ana paleostresi göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri 0.41, R' değeri 1.59 olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçlar bölge saf doğrultu atım rejimi etkisi altında faylanma geliştiğini ortaya koyar (Çizelge 4.1). Verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.

Bölgedeki faylanma Mohr diyagramında da değerlendirilmiştir. Şekil 4.31.h'de görüleceği üzere faylar diyagramın reaktivite fay alanında dağılım sunmaktadır. Bu durum R ve R' oranları ile uyumlu olup bölgenin saf doğrultu atımlı rejim etkisinde kaldığını belirtir. Bu tektonik rejim içerisinde bölgedeki stres ve streyn elipslerinin konumu şekil 4.31.i olarak sunulmuştur. Alandan elde edilen 32 adet kırık ölçümünden gül diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 4.31.j). Diyagram bu kırıkların egemen olarak R, R' ve P kırıkları olduğuna bir kısım kırıklanmalar ise T ve X kırıkları olduğunu göstermektedir. R ve R' kırıkları $K75^{\circ}-52^{\circ}B$ ve $K10^{\circ}-20^{\circ}B$ doğrultulara sahiptir (Şekil 4.31.j).

Arslantaş Bölgesi

Arslantaş bölgesinde (GY-4) 7 adet tipik fay düzlemi yüzeylemesi belirlenmiştir. Bu yüzeylemelerden 16 adet kayma düzlemi ve kayma çizgiselliği ölçüsü alınmıştır. Ölçümlerin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki konumları şekil 4.32.a'da görülmektedir. Faylar büyük oranda DKD-BGB doğrultuda ve dike yakın eğim açıdadır; eğim yönleri ise kuzeye ve güneye doğrudur (Şekil 4.32.a, b). Bölge ayrıca KB-GD ve KD-GB yönelimli faylara da ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 4.27, 4.28, 4.32.b). Gözlem alanındaki fay ölçümleri şekil 4.32.c, d, e ve f'de verilen kinematik analiz sonuçlarını ortaya koymaktadır. Buna göre tanjant diyagramı taban blok konumlu

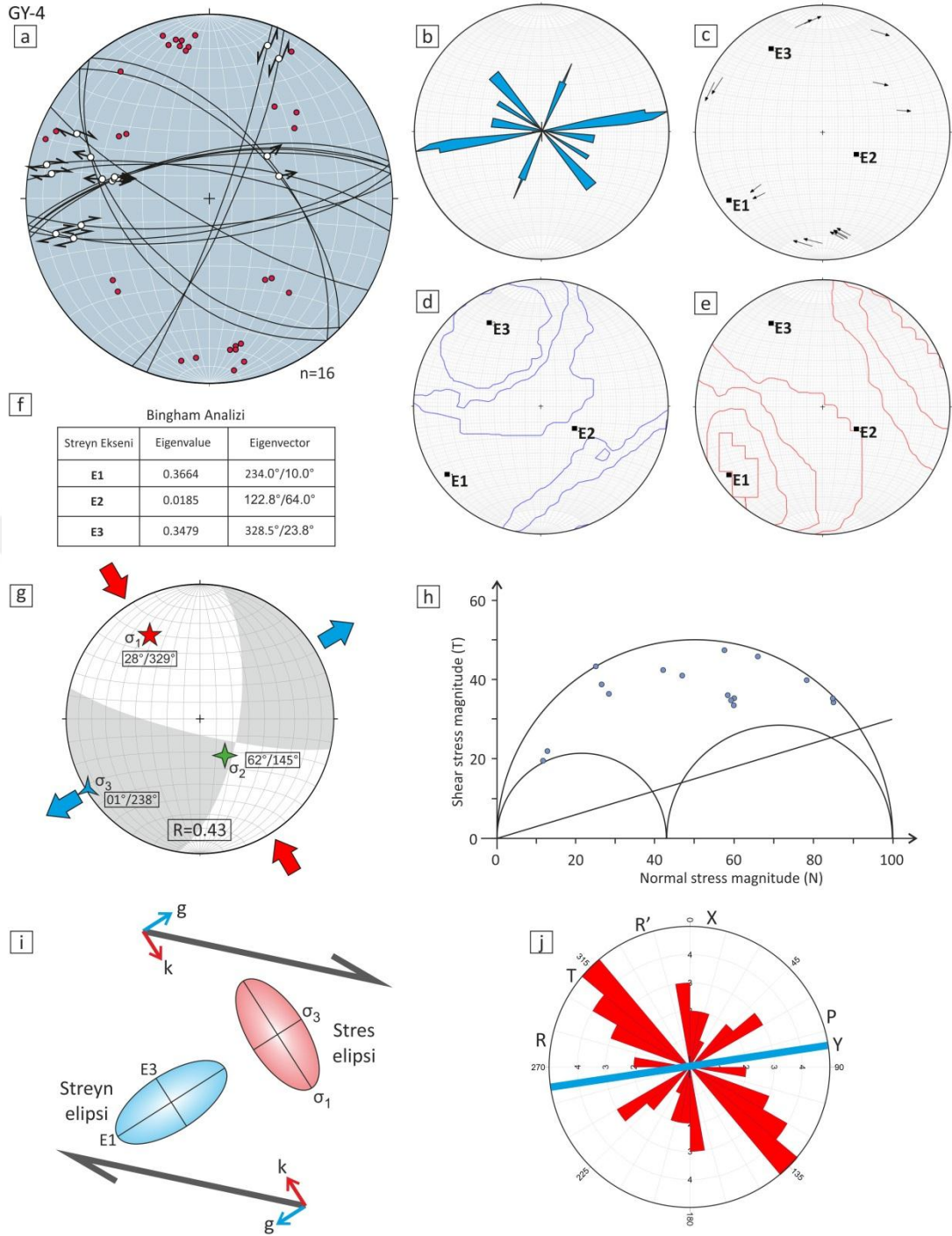
fay bloklarının göreceli olarak batıya ya da doğuya doğru hareketini belirtmektedir (Şekil 4.32.c).

P ve T eksenleri kontur diyagramlarında kuzeybatı ve güneydoğu çeyrek alanları kısalma bölgelerini kuzeydoğu ve güneybatı çeyrek alanları genişleme bölgelerini oluşturmaktadır (Şekil 4.32.d, e). Genişleme eksen (E1) güneybatı çeyrek diliminde kısalma eksen (E3) ise kuzeybatı çeyrek diliminde yer almaktadır. E2 eksen güneybatı çeyrek dilimi içerisinde ve dike yakın konumdadır (Şekil 4.32.c, d, e). Bingham analizi E1, E2 ve E3 kinematik eksenlerin eigenvalue ve eigenvektor sonuçları şekil 4.32.f’de sunulmuştur. Buna göre E2 kinematik ekseninin gidişi $G57^{\circ}D$ ve $\sim 64^{\circ}$ ($122.8^{\circ}/64.1^{\circ}$) dir. E1 eksen (genişleme) $G36^{\circ}B$ ve $\sim 10^{\circ}$ ($234.0^{\circ}/10.0^{\circ}$) iken E3 eksen (kısalma) $K32^{\circ}B$ ve $\sim 24^{\circ}$ ($328.5^{\circ}/23.8^{\circ}$) dir. Genişleme ve kısalma eksenlerinin eigenvalue değerleri sırasıyla 0.3664 ve 0.3479 olup azami değerlerdedir (0.5 ve -0.5).

Faylanmayı oluşturan ana paleostres yönelimleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) şekil 4.32.g’de verilmiştir. Buna göre ana paleostres yönelimleri sırasıyla σ_1 : $28^{\circ}/329^{\circ}$, σ_2 : $62^{\circ}/145^{\circ}$ ve σ_3 : $01^{\circ}/238^{\circ}$ ’dir. Bu ana paleostreslerden σ_2 göreceli olarak düşey konumdadır. R değeri ise 0.43 olup R’ değeri 1.57 dir. Bu sonuçlar Arslantaş bölgesinin Özboyu ve Tahtaköprü bölgeleri ile benzer şekilde saf doğrultu atım rejim etkisi altındadır (Çizelge 4.1). Bölgedeki bu verilerin Dünya stres haritası kalite derecesi (QRWSM) ise B dir.

Mohr diyagramı sonuçları da diğer bölgeler ile benzerlik oluşturmaktadır. Bölgedeki faylanma diyagramın reaktivite fay alanı içerisinde olup R ve R’ değerleri ile birlikte saf doğrultu atım rejimine işaret etmektedir (Şekil 4.32.h). Bölgedeki stres ve streyn elipslerinin konumları Şekil 4.32.i’deki gibidir.

Arslantaş bölgesinden ölçülen 27 adet kırık düzlemlerinin gül diyagramı Şekil 4.32.j olarak verilmiştir. Diyagram bu kırılanmaların büyük oranda R, R’ ve P kırıkları olduğunu daha az oranda ise T ve X kırık gelişimlerini belirtir. Bunlardan R kırıkları $K75^{\circ}-85^{\circ}B$, R’ kırıkları $K10^{\circ}-30^{\circ}B$ ve P kırıkları ise $K60^{\circ}-65^{\circ}D$ arasında değişen doğrultulara sahiptirler.

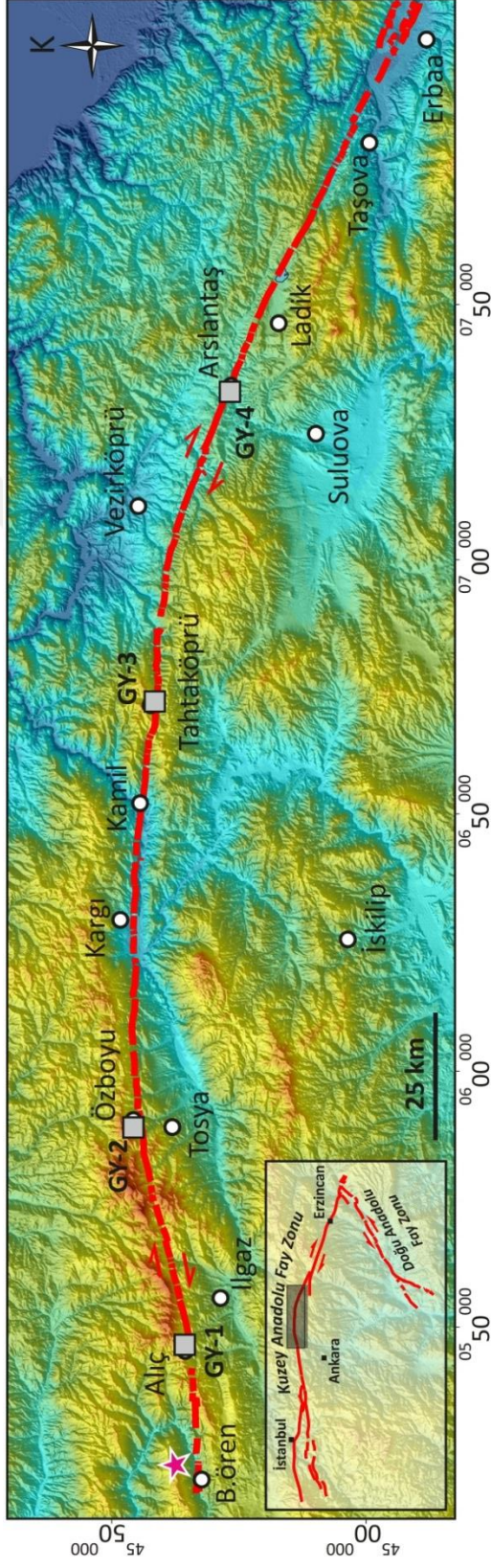


Şekil 4.32 1943 deprem segmenti boyunca GY-4 gözlem alanına (Arslantaş bölgesi) ait kinematik ve dinamik analiz sonuçları

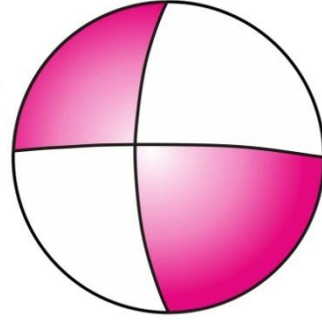
a. Kayma düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin alt yarım küre eş alan neti üzerindeki görünümü. Kırmızı noktalar kayma düzlemlerine ait kutup noktaları, b. Bölgedeki kayma düzlemi fay yüzeyleri doğrultularından elde edilmiş gül diyagramı, c. Tanjant lineasyon diyagramı, d. Kısılma ekseninin (P) ve e. Genişleme ekseninin (T) Kamb kontur diyagramları üzerindeki görünümü, f. Bingham analiz sonuçları, g. Alt yarım küre eş alan neti üzerinde paleostres konumları, oklar egemen sıkıştırma ve çekme stres yönlerini temsil etmektedir, h. Kayma düzlemlerinin Mohr diyagramı, i. Bölgeye etkileyen makaslama stresi içerisinde stres ve streyn elipslerinin konumları, j. Bölgedeki kırılanmaların (makaslama kırıkları, çatlak) gül diyagramı, bölgedeki ortalama ana kayma düzlemi (Y) mavi çizgi olarak belirtilmiştir

1943 deprem segmenti boyunca inceleme alanları ve kayma düzlemlerinden oluşturulan fay düzlemi çözümleri harita belirtilmiştir (Şekil 4.33). Hodgson ve Wickens (1965) tarafından 26 Kasım 1943 depremi odak mekanizması çözümü de şekilde yer verilmiştir. Bu depremin olası odak yeri Bayramören'in kuzeydoğusu olarak öngörülür (Şekil 4.33). Kayma düzlemlerinden elde edilen çözümler GY-4 gözlem yeri dışında doğrultu atım faylanmalara işaret etmektedir. GY-4 gözlem yerinde bir miktar verev bileşen bulunmaktadır. Kayma düzlemi çözümlerinin temsil ettiği faylanma karakteri 1943 depreminden elde edilen odak mekanizmasının temsil ettiği faylanma ile büyük ölçüde uyumludur. Bu korelasyon inceleme alanlarındaki faylanmaların gelecekte de olası deprem üretebileceğine işaret eder.

1943 deprem segmenti içerisindeki faylanmaların dinamik analizinden elde edilen ana paleostres konumları segment haritasında gösterilmiştir (Şekil 4.34). Segment boyunca bütün gözlem yerlerinde σ_1 ana paleostres yönelimleri KB-GD ve σ_3 ana paleostres yönelimleri ise KD-GB yönelimdedir. Bu stres yönelimleri GPS verileri ile elde edilen güncel stres rejimi ile de uyumludur (McClunsky vd. 2000).



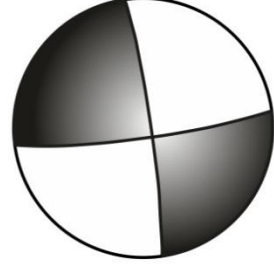
26 Kasım 1943 Depremi
Odak Mekanizması Çözümü



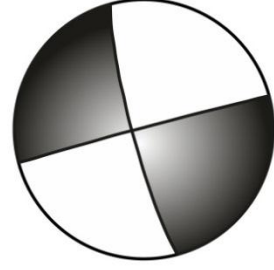
1943 Deprem Segmenti Kayma Düzlemlerinden Elde Edilen Fay Düzlemi Çözümleri



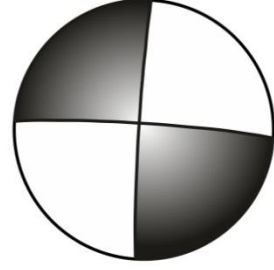
GY-1



GY-2

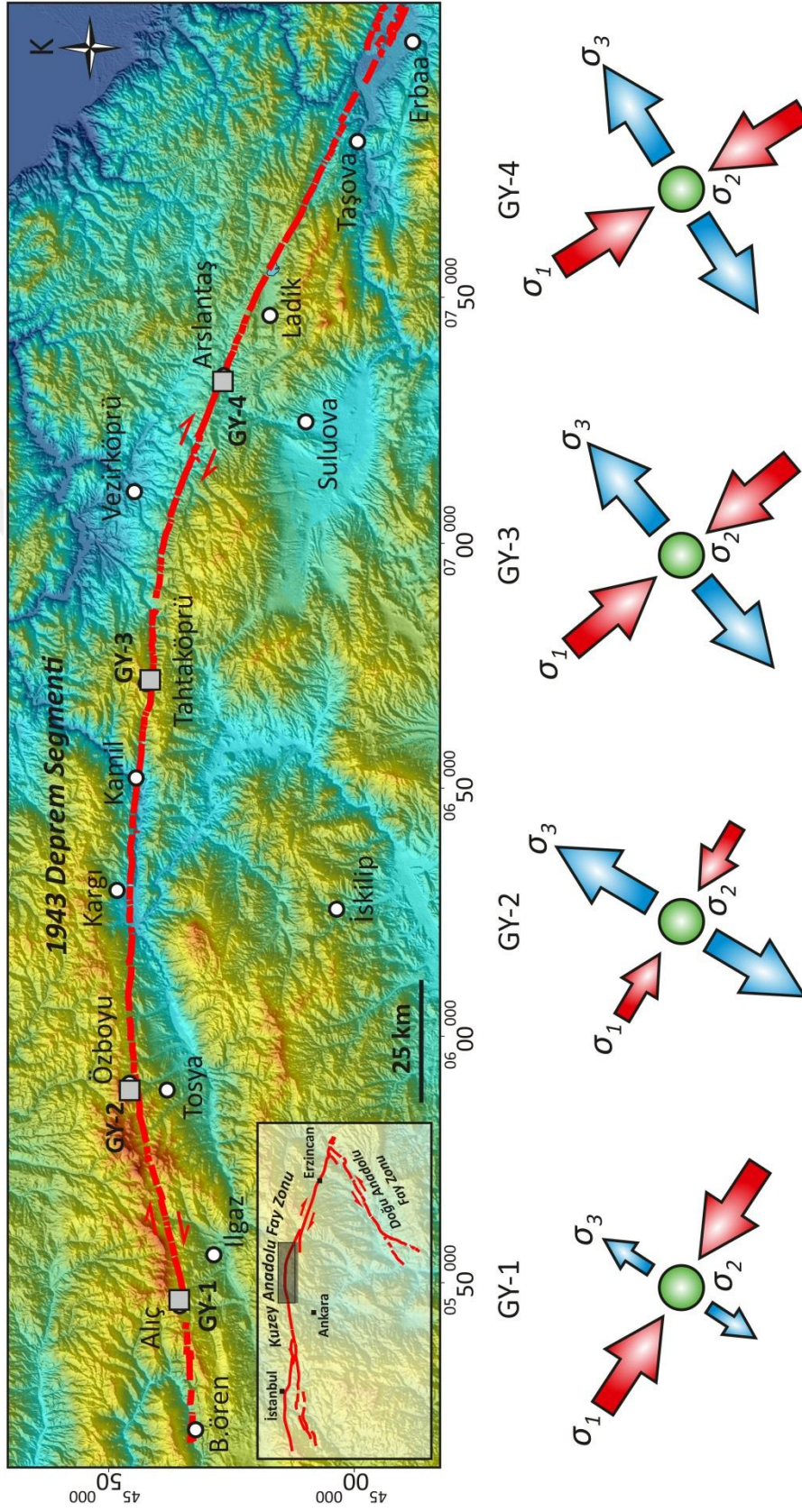


GY-3



GY-4

Şekil 4.33 1943 deprem segmenti boyunca gözlem yerleri kayma düzlemlerinden elde edilen fay düzlemi çözümlerinin 1943 depremi odak mekanizması çözümünün karşılaştırılması (Hodgson ve Wickens 1965)



Şekil 4.34 1943 deprem segmenti boyunca inceleme alanları kayma analizlerinden elde edilen ana paleostres konumlarını gösterir harita

5. JEOKİMYASAL VE JEOKRONOLOJİK ÇALIŞMALAR

5.1 Giriş

Bu bölüm, karbonat oluşumlarında (a) U-Th serisi ve kil minerallerinde (illit) Rb-Sr yaşlandırma analizlerini, (b) O, H, C, Sr gibi duraylı ve radyojenik izotop analizlerini ve (c) nadir toprak element analizlerini kapsamaktadır.

5.2 Örnek Alımı

Jeokimyasal ve jeokronolojik analiz örneklerinin araziden toplanmasında şu temel kriterler göz önünde bulundurulmuştur: (1) Analizi yapılacak örneğin analiz tekniklerine uygun olması, (2) Analizi yapılacak örneğin çalışmanın amaç ve hedeflerine ulaşmasını sağlayacak özelliklerde olmasıdır.

Bu kapsamda KAFZ boyunca faylanma ile kökensel ilişkili olduğu belirlenen yan kaya, fay kayası, damar dolgusu ve kayma yüzeyinde gelişen sliktolit örnekleri alınmıştır (Şekil 5.1-5.4). Bu örneklerin mezoskopik ve/veya mikroskopik özelliklerinin belirlenmesinin ardından jeokimyasal analizler ve radyometrik yaşlandırılmaları için Avustralya'da Queensland Üniversitesi'ndeki Radyojenik İzotop Laboratuvarına gönderilmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonunda 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca belirlenen tipik alanlarda duraylı, radyojenik izotop ve iz element analizleri için karbonat örnekleri seçilmiştir (Çizelge 5.1). Bu örnekler raporun yapısal analiz bölümünde tanımlanan kataklastik zonlardan alınmıştır. Bu sebeple örneklerden elde edilen jeokimyasal veriler örnek alınan zonları oluşturan fayların gelişimi ile ilişkilidir.

5.3 Jeokimyasal Analizler

İzotop, bir elementin atom numarası aynı fakat atomik kütlesi farklı olan atomudur. Proton sayısı (Z) ile nötron sayısının (N) toplamı, atomik kütle (A) olarak bilinmektedir ($A=Z+N$). İzotoplar, radyoaktif ve duraylı (kararlı) izotoplar olarak iki gruba ayrılır.

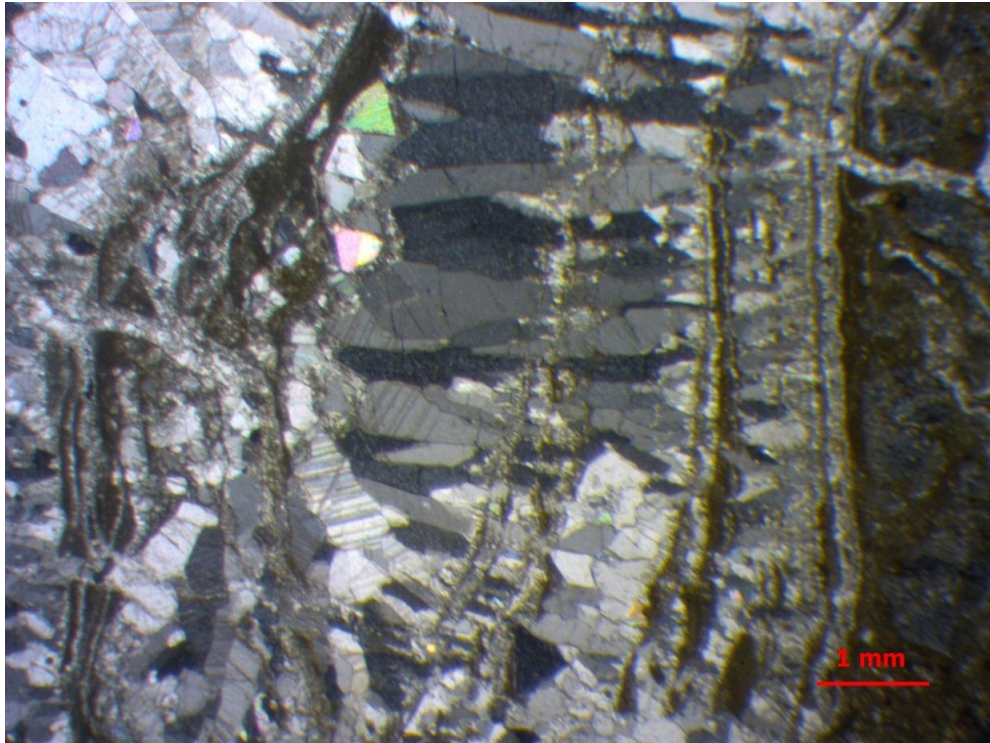
Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla (Örn., α -bozuşması, β -bozuşması, nükleer fizyon gibi) başka bir elemente dönüşen izotoplardır (Hoefs 2009, White 2015). Radyoaktif izotopların doğadaki derişimleri radyoaktif bozuşma süreçleriyle kontrol edilmektedir. Doğal olarak oluşan radyoaktif izotopların yarı ömürleri birkaç saniyeden milyarlarca yıla kadar değişen geniş bir aralığa sahiptir. Yarı ömürleri uzun olan izotoplar ve onların radyojenik ürünleri, yerkürenin oluşumundan bu yana geçirdiği kimyasal ayrışma sürecinin incelenmesinde potansiyel tanık konumundadır (Faure ve Mensing 2004).

Duraylı izotoplar ise radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Doğadaki elementlerin pek çoğu birden fazla duraylı izotopa sahiptir (Faure ve Mensing 2004, Hoefs 2009). Bu izotopların ölçümleri yer biliminlerinin farklı dallarında (Örn., jeokimya, hidrojeoloji, iklim, arkeoloji, atmosfer bilimleri, aktif tektonik/paleosismoloji) yaygınca kullanılmaktadır. Jeolojik malzemelerdeki (bir başka deyişle, analiz edilen örneğin) duraylı izotop bileşimleri, belli bir standardın bileşiminden olan sapmalar şeklinde, δ (delta) parametresi ile ifade edilir. Farklı izotoplar için farklı standartlar kullanılmaktadır. Jeolojik bir örneğin negatif delta değerine sahip olması, söz konusu örneğin standart alınan malzemeye oranla ağır izotop bakımından fakir olduğunu, pozitif bir delta değerine sahip olması durumunda ise ağır izotop açısından zengin olduğunu göstermektedir (Hoefs 2009, White 2015).

Duraylı ve radyojenik izotop çalışmalarında hafif (O, H, C) ve ağır (Sr) elementler sıklıkla kullanılır. Bu elementler genellikle jeolojik süreçleri yöneten akışkanların önemli ana bileşenidir. Duraylı oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri, referans standart bileşimlerinden olan sapmalar şeklinde, delta parametresi ile ifade edilmektedir.



Şekil 5.1 Jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan damarın yakın arazi görünümü



Şekil 5.2 Jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan damar örneğinin ince kesit görünümü



Şekil 5.3 Kayma düzlemi üzerinde jeokimyasal ve U-Th serisi yaş analizi yapılan sliktolitın yakın arazi görünümü



Şekil 5.4 Rb-Sr yaş analizi yapılan fay gaucunun yakın arazi görünümü

Çizelge 5.1 Jeokimyasal, U-Th serisi ve Rb-Sr yaşlandırma analizi yapılan örnekler

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)	Yöntem	Segment	Örnek No	Özellikleri
	U-Th	1944 Deprem Segmenti	12KAFZ-02A	<i>Sliktolit</i> ; Örnek kayma düzlemi üzerinde büyümüş uzama gösteren kalsit minerallerinden oluşmaktadır.
			12KAFZ-05	<i>Sliktolit</i> ; Örnek kayma düzlemi üzerinde büyümüş uzama gösteren kalsit minerallerinden oluşmaktadır.
			12KAFZ-06	<i>Sliktolit/Kalsit sıvaması</i> ; Fay düzlemi üzerinde kalsit sıvaması. Bu sıvama breşlerin üzerini örtmektedir.
			12KAFZ-07/A	<i>Kalsit çimento</i> ; Breşleri oluşturan klastların arasına yerleşmiş veya breşlerin üzerini örtmüş
			12KAFZ-07/B	<i>Kalsit çimento</i> ; Breşlerin üzerine ve arasına yerleşmiş kalsit
			12KAFZ-07/C	<i>Kalsit çimento</i> ; Breşlerin üzerine ve arasına yerleşmiş kalsit
			13KAFZ-64	<i>Kalsit çimento</i> ; Breşlerin üzerine ve arasına yerleşmiş kalsit
			13KAFZ-65	<i>Kalsit çimento</i> ; Breşlerin üzerine ve arasına yerleşmiş kalsit
			13KAFZ-66	<i>Sliktolit/Kalsit sıvaması</i> ; Fay düzlemi üzerinde kalsit sıvaması. Bu sıvama breşlerin üzerini örtmektedir.
			13KAFZ-68	<i>Damar</i> ; Kayma düzleminin yakınından alınmıştır.
	Rb-Sr	1943 Deprem Segmenti	13KAFZ-28	<i>Damar</i> ; Kayma düzlemi yakınlarından alınmıştır. Damar kalınlıkları 0.5 cm ile 2 cm arasındadır. Damar dolgusu kalsit mineralleridir.
			13KAFZ-33	<i>Damar</i> ; Kayma düzlemi yakınlarından alınmıştır. Damar kalınlıkları 10 cm ile 19 cm arasındadır. Damar dolgusu kalsit mineralleridir.
			12KAFZ-18	<i>Fay kayası (Gauç)</i> ; İlksel kayası metamorfit olup yersel orta iri metamorfik kaya klastının görülebildiği kohesif olmayan gauçtur. Kaya bileşimini kuvars, feldispat, siderit ve piroksen türü mineraller oluşturmaktadır. Kil mineralleri de kaya bileşenine eşlik etmektedir.
			12KAFZ-21	<i>Fay kayası (Gauç)</i> ; İlksel kayası metamorfit olup ince-çok ince tanelidir. Kohesif olmayan gauç özelliğindeki kayanın bileşiminde yaygın kil minerali (illit) ve klorit bulunmaktadır.
			12KAFZ-23	<i>Fay kayası (Gauç)</i> ; İlksel kayası metamorfit olup orta-ince tanelidir. Kohesif olmayan gauç özelliğindedir. Kaya bileşimini kuvars, feldispat, siderit, dolomit ve piroksen türü mineraller oluşturmaktadır. Kil mineralleri de kaya bileşenine eşlik etmektedir.
			13KAFZ-54	<i>Fay kayası (Gauç)</i> ; İlksel kayası kumtaşıdır. Orta-ince ince taneli olup kohesif olmayan gauç özelliğindedir. Kaya bileşimini kuvars, feldispat ve kalsit türü mineraller oluşturmaktadır. Kil mineralleri de kaya bileşenine eşlik etmektedir.

Referans olarak kullanılan standart ise Standart Ortalama Okyanus Suyu (Standart Mean Ocean Water, SMOW) bileşimidir. Söz konusu SMOW bileşimi ilk defa Craig (1961) tarafından, ABD Standartlar ofisinde kullanılmakta olan NBS-1 standardına göre tanımlanmıştır. Ayrıca Viyana'daki Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı için hazırlanan yeni standart ise Viyana-SMOW (ya da kısaca V-SMOW) olarak adlanır. SMOW, okyanus sularının ortalama izotop bileşimini yansıtmakta ve $\delta D = \text{‰}0$ and $\delta^{18}O = \text{‰}0$ değerleriyle tanımlanmaktadır; V-SMOW bileşimine göre ise SMOW, $\delta D = \text{‰}+0.20$ ve $\delta^{18}O = \text{‰}+0.04$, değerlerine sahiptir (Attendorn ve Bowen 1997, Gerardo-Abaya vd. 2000).

Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı tarafından, O ve H-izotop bileşimlerini tanımlamada kullanılan bir diğer standart SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation) olarak bilinen, Antartika'daki yağışlara ait ortalama izotop bileşimleridir; bu bileşimler, SMOW'a oranla $\delta D = \text{‰}-428$ ve $\delta^{18}O = \text{‰}-2.2$ değerlerine sahiptir (Attendorn ve Bowen 1997).

Yerkabuğundaki suların kökenleri uzun yıllar araştırma konusudur. Araştırmalar doğal suların 6 ana kökenli olabileceğini ortaya koyar. Bunlar; meteorik sular (yağışlar), yüzey suları (akarsu, göl ve yeraltı suları), deniz suyu, derin kökenli fosil sular, metamorfik sular (metamorfizma sürecinde açığa çıkan) ve magmatik sular. Kökenleri farklı bu suların her biri kendilerine özgü izotop bileşimlerine sahiptir. Meteorik suların H ve O izotop bileşimleri çizgisel bir ilişki sergilemektedir. Bu suların $\delta^{18}O$ değerleri 0 ile $\text{‰}-60$, δD değerleri ise $\text{‰}+10$ ile $\text{‰}-40$ arasında değişmektedir. Meteorik suların $\delta^{18}O$ ve δD değerleri yıllık ortalama hava sıcaklığına bağlı olarak değişim gösterir. Buna göre sıcaklık düştükçe izotop ayrışma faktörü, dolayısıyla suların ağır izotop/hafif izotop oranları artmaktadır (Dangsgaard 1964). Bu değerler bölgenin yer aldığı enleme ve deniz seviyesinden olan yüksekliğine bağlı olarak da değişmektedir. Hesaplamalar enlem ve yükseklik arttıkça, $\delta^{18}O$ ve δD değerleri düştüğüne işaret etmektedir. Deniz suyu, meteorik sulara oranla ağır izotoplar açısından daha zengindir; bu sebeple deniz suyu ortalaması referans standart olarak kullanılır. Fosil sular, sedimanter havzalarda diyajenetik süreçler sırasında, sedimanlar içerisinde hapsedilmiş olan olan sulardır. Gerçekte hapsedilmiş bu sular meteorik veya deniz suyu kökenlidir.

Metamorfik suların izotop bileşimleri 300-600 °C sıcaklıklarda meydana gelen metamorfizma sırasında açığa çıkan sular için tanımlanır. Bu suların $\delta^{18}\text{O}$ ile δD değerleri, sırasıyla, ‰+3 ile ‰+25 ‰ ve ‰-20 ile ‰-65 arasında değişmektedir (Taylor 1974, Sheppard 1986). Magmatik suların izotop bileşimi, magmatik kayaların izotop bileşimlerinden yola çıkılarak tanımlanır. Bu sulardaki $\delta^{18}\text{O}$ ile δD değerleri, sırasıyla, ‰+5.5 ile ‰+13 ve ‰-40 ile ‰-80 ‰ arasında değişmektedir (Taylor 1974, Sheppard 1986).

Kayalar, mineraller ve karbon içeren gazlarda ölçülen C izotopları ($\delta^{13}\text{C}$) yer kabuğundaki karbon evriminin anlaşılmasında oldukça faydalıdır (Faure 1986). Karbon izotoplarının denizel karbonat türü kayalarda (‰-3 ile ‰3 arası), manto (‰-6.5) ve kabuksal kayalarda (0 ile ‰-25 arası) ve organik maddelerde (‰-20 ile ‰-50 arası) farklı değerler göstermesi karbonun türediği kaynağın belirlenmesi için anahtar bir rol oynar.

Sr elementine ait ^{87}Sr izotopu Rb elementinin bozunması sonucu oluşur. Stronsiyumun 86 nolu izotopu karardır ve herhangi bir bozunma sonucu oluşmaz; diğer bir deyişle miktarı zaman içinde değişmez. Kalsiyum (Ca) ile aynı yük ve benzer iyonik yarıçapa sahip olması nedeniyle Sr, Ca-içeren minerallerde (Örn., feldspat, kalsit gibi) kalsiyumu büyük ölçüde ornatır. Bu nedenle, karbonat minerallerinde Sr izotop oranının ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ölçülmesi bu mineralleri çökelten akışkanların kaynak bölgesi hakkında bilgi sağlar (Faure 1986). Manto kökenli kayalarda 0.7 civarında olan bu oran, zaman içinde Rb'nin Sr'ye bozunması sonucu artar. Bu durumda minerallerde ölçülen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı zamanın fonksiyonu olarak yükselir.

5.3.1 Duraylı İzotoplar

5.3.1.1 Oksijen ve Karbon izotopları

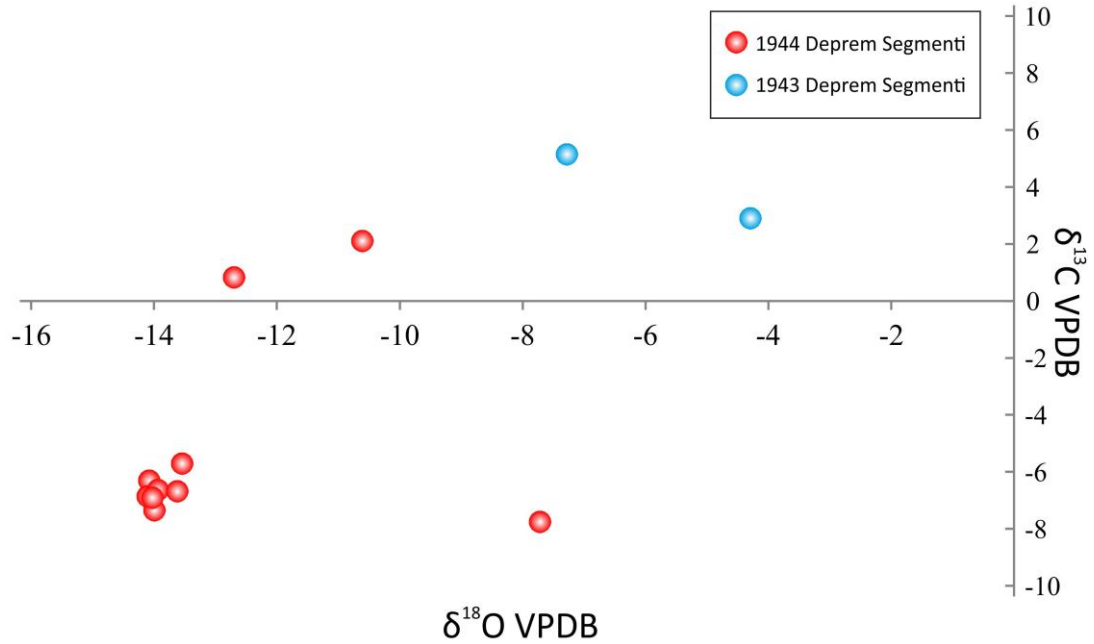
C ve O izotop analizleri Queensland Üniversitesinin Duraylı İzotop Jeokimya Laboratuvarında (Stable Isotope Geochemistry Laboratory) karbonat örnekleri üzerinde

gerçekleştirilmiştir. Analiz çalışmasında Isoprime marka, çoklu hazırlama monteli ve çift beslemeli izotop kütle spektrometresi (Isoprime Dual Inlet Isotope Ratio Mass Spectrometer with Multiprep) (DI-IRMS) kullanılmıştır. Havanda toz haline getirilen (3-4 mg) karbonat (kalsit) örneklerindeki CO₂ gazı salınımı vakumlu ortamda hidrojen peroksit (H₂O₂) asidi ile 90 °C’de 1000 saniyelik reaksiyonla gerçekleşmiş ve kalan kalan gazlar DI-IRMS’de analiz edilmiştir. Analiz sonuçları ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) uluslararası standartlar NBS-18 ve NBS-19 karbonatları ve laboratuvar içi standarda göre kalibre edilmiş ve oksijen için binde değer (‰) cinsinden VSMOW ve VPDB’ye göre rapor edilmiştir (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.2 1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin duraylı izotop analiz (Oksijen ve Karbon) sonuçları

Fay Zonu	Segment	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW
Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)	1944 Deprem Segmenti	12KAFZ-02A	0.815	-12.694	17.833
		12KAFZ-05	-5.716	-13.538	16.964
		12KAFZ-06	-6.314	-14.074	16.411
		12KAFZ-07/A	-7.771	-7.711	22.971
		12KAFZ-07/B	-7.359	-13.987	16.500
		12KAFZ-07/C	-6.868	-14.101	16.383
		13KAFZ-64	-6.641	-13.929	16.561
		13KAFZ-65	-6.693	-13.616	16.883
		13KAFZ-66	-6.916	-14.019	16.409
		13KAFZ-68	2.093	-10.606	19.926
	1943 Deprem Segmenti	13KAFZ-28	5.27	-7.27	23.43
		13KAFZ-33	3.03	-4.29	26.50

KAFZ'nin 1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin oksijen ve karbon izotop oranlarının grafiksel değerlendirmesi şekil 5.5'de verilmiştir. Yan kayaları kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı ve gnays/şist türü metamorfik kaya olan her iki segmentteki ortalama $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri nispeten geniş bir dağılım göstermektedir. 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örnekleri yersel saçık olmakla birlikte belirli kesimlerde oldukça düzenli dağılım göstermektedir (Şekil 5.5). 1944 deprem segmentinden alınan örnekler ‰-7.711 ile ‰-14.101 aralığında $\delta^{18}\text{O}$ ve ‰-7.711 ile ‰2.093 $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile temsil olurken 1943 deprem segmentinden alınan örnekler ‰-7.27 ile ‰-4.29 aralığında $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ve ‰5.27 ile ‰3.03 $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile karakteristiktir (Çizelge 5.2). Bu sonuçlar Uysal vd. (2006) tarafından KAFZ'de belirlenen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden bir miktar (‰5.9 - ‰-11.2) farklıdır. Yine şekil 5.5' de görüleceği üzere, KAFZ boyunca analiz edilen örneklerin çoğunun $\delta^{13}\text{C}$ değerleri manto kökenli karbon katkısını (‰-6.5) yansıtmaktadır.



Şekil 5.5 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonatların duraylı izotop değerlerini ($\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$) gösterir diyagram

1943 segmentine ait örnekler nispi olarak yüksek karbon ($\delta^{13}\text{C}$) (‰3.03 ile ‰5.27 arasında) ve oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) (‰-7.27 ile ‰-4.29 arasında) ile temsil

edilmektedir. Buna karşın 1944 segment örnekleri ise nispi olarak düşük karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ($\text{‰}-7.77$ ile $\text{‰}2.09$ arasında) ve oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) ($\text{‰}-14.07$ ile $\text{‰}-7.71$ arasında) ile karakteristiktir. Bu kapsamda, oksijen izotop oranları açısından, 1944 örneklerinin meteorik su katkısının yüksek olduğu akışkanlardan çökeldiği söylenebilir. Karbon izotop değerlerine göre, 1943 örneklerindeki karbonun kireçtaşlarından buna karşın 1944 segment örneklerindeki karbonun ise büyük ölçüde inorganik bir kaynaktan türedikleri söylenebilir.

5.3.2 Radyojenik izotoplar

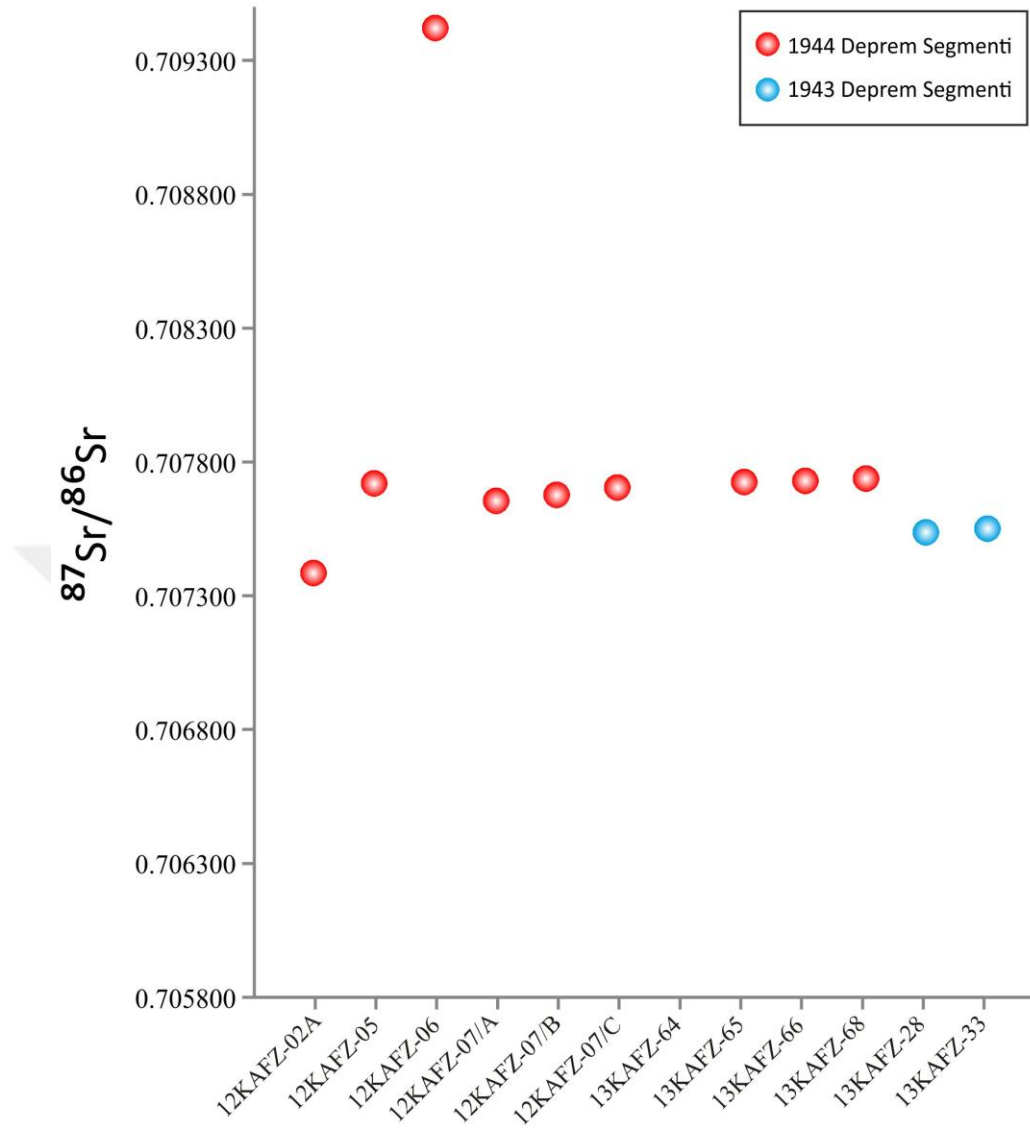
5.3.2.1 Stronsiyum izotopları

Sr izotop oranları aynı laboratuvardaki termal iyonizasyon kütle spektrometresi (VG sector-54 thermal ionization mass spectrometer) (TIMS) ile ölçülmüştür. Sr izotop oranları ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) kütle ayırımı için $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ eşitliği kullanılarak düzeltilmiştir. Aletsel hataları ve sapmaları kontrol edebilmek için Ulusal Standartlar ve Test Enstitüsü Sr izotop standardı SRM-987 kullanılmıştır. SRM-987'nin 2012'de yapılan tekrarlı analiz sonucu 0.710222 ± 20 (2σ), numune sonuçlarını kalibre etmek için kullanılmıştır. Sonuçlar 2σ hata paylarıyla çizelge 5.3' de sunulmuştur.

1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları, 12KAFZ-06 numaralı örnek dışında (0.709419), 0.707383 ile 0.707732 arasında dar bir aralıkta değiştiği görülür (Çizelge 5.3, Şekil 5.6). Elde edilen sonuçlardan en düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı olan 0.707383 değeri Senozoyik dönemi karbonatları (McArthur vd. 2012) ile kıyaslandığında ise değer düşük kalmaktadır. Örneklerle ait homojen izotop değerleri Sr'nin benzer bir kaynaktan türediğine işaret etmektedir. Bu sonuçlar kabuksal litolojiler için öngörülen değer ile örtüşmektedir. 12KAFZ-06 nolu örnekte gözlenen nispeten yüksek değer ise yüksek radyojenik Sr ile temsil olunan bir rezervuar katkısı ile açıklanabilir.

Çizelge 5.3 1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin duraylı izotop analiz (Stronsiyum - Sr) sonuçları (MD: Mevcut Değil).

Fay Zonu	Segment	Örnek No	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)	1944 Deprem Segmenti	12KAFZ-02A	0.707383	0.000008
		12KAFZ-05	0.707717	0.000007
		12KAFZ-06	0.709419	0.000009
		12KAFZ-07/A	0.707649	0.000007
		12KAFZ-07/B	0.707674	0.000007
		12KAFZ-07/C	0.707703	0.000008
		13KAFZ-64	M.D.	
		13KAFZ-65	0.707718	0.000007
		13KAFZ-66	0.707725	0.000008
		13KAFZ-68	0.707732	0.000011
	1943 Deprem Segmenti	13KAFZ-28	0.707540	0.000010
		13KAFZ-33	0.707550	0.000008



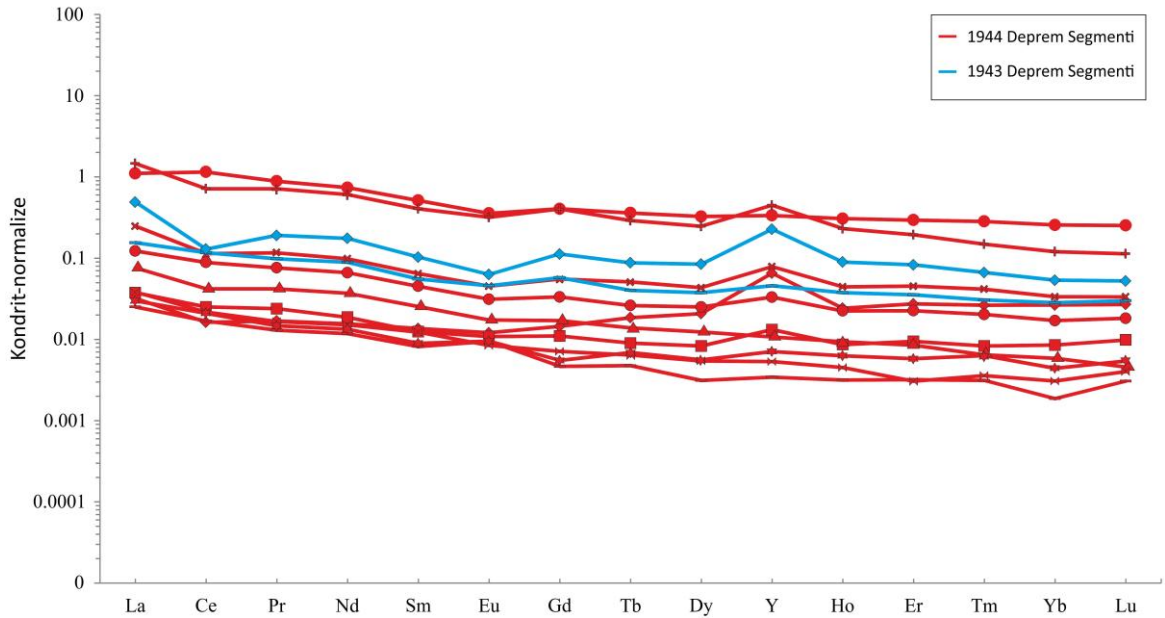
Şekil 5.6 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonatların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarını gösteren diyagram

5.3.3 Nadir Toprak Elementleri ve Yttrium analizi

Nadir Toprak Element (NTE) (iz element) analizleri için yaklaşık 2 mg ağırlığındaki her bir karbonat örnek alikuotları 12 ppb ^6Li ile 6 ppb ^{61}Ni , Rh, In, Re, Bi ve ^{235}U içeren %2 konsantrasyonunda nitrik asit solusyonunda çözeltiştir. Elde edilen nihayi seyreltilmiş (genelde 2000 ile 4000 oranında) çözeltiler ESI FC4 otomatik örnek monteli Thermo X-serisi II ICP-MS cihazıyla analiz edilmiştir. Analiz çalışmasında Eggins vd. (1997) ve Kamber vd. (2003)'in değiştirilmiş protokolü kullanılmıştır.

USGS W-2 diyabaz kayası standardı ile laboratuvar içi bilinen bir konsantrasyon profil sonuçları da kalibrasyon için kullanılmıştır. BIR-1 ve BHVO-2 gibi diğer referans malzemeleri de yine karşılaştırmalı referans amaçlı kullanılmıştır. Ham veriler düşük ancak ayırt edilebilir boş profil, laboratuvar içi ve dışı sapmalara göre oksit, çift yüklü tür ve izobar etkileşimlerine karşı düzeltilmiştir. Analiz sonuçları ppb cinsinden 1-sigma belirsizlikle %10 hata paylarıyla sonuçlandırılmıştır (Çizelge 5.4).

1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin NTE+Y bileşenlerinin grafiksel değerlendirmesi şekil 5.7’de verilmektedir. Örneklerin CO₂’ce zengin sulardan karbonat çökelişi ile oluştuğu düşünülerek NTE+Y profilleri kondrite göre normalize edilmiş ve diyagramları hazırlanmıştır. Literatürde negatif Ce ve pozitif Y anomalilerinin deniz suyu etkisi ile geliştiği belirtilir. Bu çerçevede 1944 ve 1943 deprem segmentine ait iki örnek negatif Ce, beş örnek ise pozitif anamoli göstermektedir (Şekil 5.7). 1944 ve 1943 deprem segmentine ait örneklerin NTE+Y profillerinden deniz suyu etkisi çıkarılmaktadır. Fay zonuna ait örneklerin NTE profilleri, bölgedeki kaya bileşimlerini temsil etmektedir.



Şekil 5.7 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonat örneklerinin Kondrit’e göre normalize edilmiş NTE+Y diyagramları (Sun ve McDonough 1989)

Çizelge 5.4 1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin Nadir Toprak Element (ve Yitriyum) sonuçları (ppm)

Fay Zonu	Segment	Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Toplam REY
Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)	1944 Deprem Segmenti	12KAFZ-02A	261.379	704.888	84.214	344.134	78.538	20.659	83.270	13.479	82.612	526.379	17.364	48.642	7.230	43.578	6.412	2322.776
		12KAFZ-05	58.757	69.442	11.050	45.960	9.856	2.620	11.378	1.907	10.976	123.314	2.509	7.483	1.059	5.698	0.849	362.856
		12KAFZ-06	18.018	25.595	3.988	17.253	3.892	1.006	3.504	0.519	3.147	16.872	0.531	1.404	0.164	0.996	0.116	97.005
		12KAFZ-07A	5.952	10.314	1.231	5.507	1.249	0.549	0.954	0.178	0.792	5.373	0.179	0.528	0.080	0.317	0.078	33.281
		12KAFZ-07B	7.561	7.677	1.636	6.911	1.334	0.610	1.607	0.256	1.243	11.660	0.361	0.898	0.135	0.708	0.145	42.739
		12KAFZ-07C	8.907	15.366	2.271	8.738	1.904	0.628	2.263	0.337	2.105	20.709	0.488	1.565	0.212	1.450	0.250	67.192
		13KAFZ-64	9.054	13.245	1.574	7.050	1.884	0.489	1.461	0.240	1.381	8.357	0.255	0.506	0.091	0.523	0.102	46.213
		13KAFZ-65	7.079	12.868	1.396	6.241	1.372	0.551	1.130	0.258	1.421	11.133	0.356	0.958	0.161	0.751	0.138	45.813
		13KAFZ-66	29.050	54.171	7.235	30.919	6.890	1.807	6.836	0.978	6.372	51.968	1.269	3.730	0.517	2.895	0.462	205.099
		13KAFZ-68	346.326	437.778	68.002	283.582	62.061	18.490	82.782	10.869	62.600	703.592	13.069	32.194	3.793	20.432	2.878	2148.447
	1943 Deprem Segmenti	13KAFZ-28	36.713	71.685	9.344	41.636	8.471	2.659	11.854	1.502	9.540	71.789	2.131	5.866	0.778	4.804	0.760	279.529
		13KAFZ-33	115.963	78.966	18.140	81.763	15.771	3.644	23.068	3.277	21.444	356.831	5.068	13.703	1.699	9.101	1.331	749.768

NTE+Y profillerinden hafif NTE'lerin ağır NTE'lere göre yaklaşık 10 kata varan derecede zenginleşmiş olduğu görülür. 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca alınan örnekler arasındaki zenginleşme yaklaşık 1000 kata kadar erişen değişkenliğe sahiptir. Bu durum karbonat çökelimini denetleyen sıvıların oldukça farklı bileşimlerde olduğuna işaret eder. Grafikten görülen bir başka husus da, pozitif Y anamolisinin baskın ve negatif Ce anomolisinin genelde düz diyagramlar şeklinde olması deniz suyu etkisinin az olduğuna işaret etmektedir. Dolayısıyla NTE davranımı duraylı izotop verilerinden öngörülen manto kökenli magma akışkanı ve az oranda meteorik akışkan etkisini desteklemektedir.

5.3.4 İzotopik yaşlandırma

Proje kapsamında fay zonlarının yaşına yönelik iki farklı yaşlandırma metodu kullanılmıştır. Bunlardan karbonat örnekleri U-serisi ile yaşlandırılırken faylanma sırasında oluşan fay kayalarının yaşlandırılmasında Rb-Sr yaşlandırma metodu uygulanmıştır.

5.3.4.1 U-Th serisi jeokronolojisi

U-Th serisi yaş analizi Queensland Üniversitesinde, Radyojenik İzotop Laboratuvarında Zhao vd. (2001), Clark vd. (2012, 2014) ve Roff vd. (2013)'de belirtilen kimyasal işlemler ve MC-ICP-MS analitik protokollere göre Nu Plazma çoğul beslemeli etkileşik çiftlenmiş plazmalı kütle spektrometresinde (MC-ICP-MS) gerçekleştirilmiştir. Bunun için altere olmayan temiz yüzeyli kalsit mineralleri seçilmiştir. Bu kapsamda damar halinde bulunan mineraller ultrasonik olarak temizlenmiş ve sivri uçlu alet ile parçalar çıkarılmıştır. Toz haline getirilmiş ve ufalanmış 20-200 miligram ağırlığındaki örnekler karışık ^{229}Th - ^{233}U kimyasal izleyici ile zımbalanmış (spike) ve sonrasında konsantre HNO_3 içerisinde tümüyle çözündürülmüştür. Çözdürme sürecinden sonra her örnek eser miktardaki organik malzemeyi (eğer mevcutsa) ayırtmak ve bütünüyle örnek-izleyici homojenitesini sağlamak için H_2O_2 ile işleme sokulmuştur. U ve Th geleneksel anyon-değişimli kolon kimyası ile Bio-Rad AG 1-X8 reçinesi kullanarak ayırıştırılmıştır. Kolonlar çifte damıtılmış 7N HNO_3 'le matrikslerinden yıkandıktan sonra hem U ve hem

de Th 3.5 ml'lik önceden temizlenmiş test tüplerine analize hazır olacak şekilde ayırtırmak için 3 ml %2 HNO₃ ve eser miktarda HF içeren solüsyon kullanılmıştır.

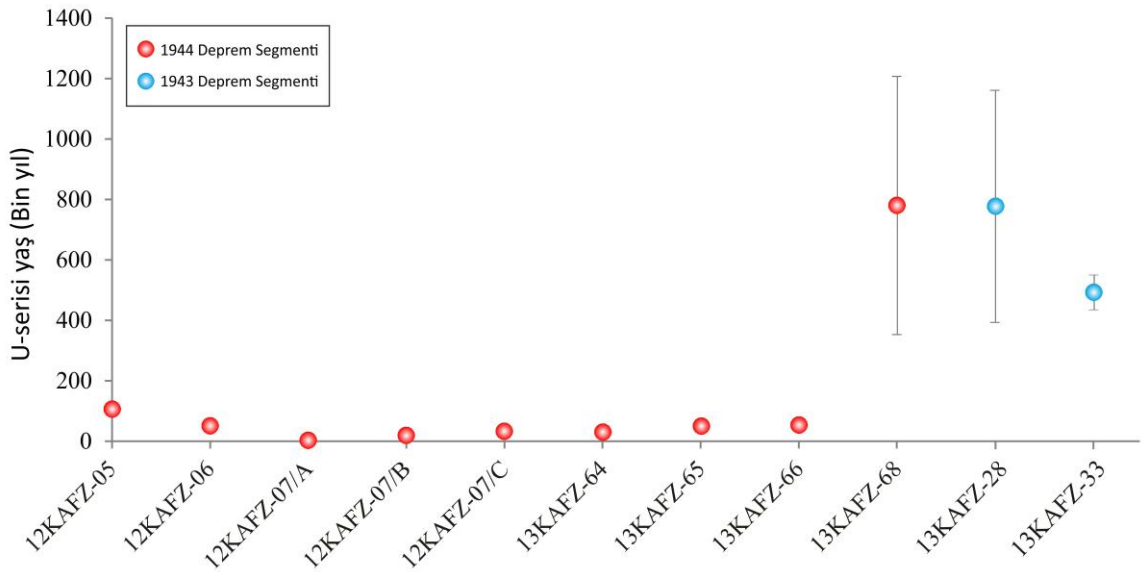
Kolon kimyasından sonra U-Th karışık solüsyonu DSN-100 desolvation nebuliser sistemiyle MC-ICP-MS içine dakikada 0.12 ml aktarım hızıyla enjekte edilmiştir. U-Th izotop oran ölçümleri MC-ICP-MS'de U ve Th izotoplarının aynı anda ölçümüne olanak veren dedektör düzeneği ile gerçekleştirilmiştir (Roff vd. 2013, Clark vd. 2014). Numunelerin ²³⁰Th/²³⁸U ve ²³⁴U/²³⁸U aktivite oranları Cheng vd. (2000)'de verilen bozunma sabitleri kullanılarak hesaplanmıştır. Otojenik olmayan ²³⁰Th düzeltmesi, minimal ²³⁰Th/²³⁸U yaş düzeltmelerinde gerekli başlangıç ²³⁰Th değerini belirlemek için faz olunan atomik ²³⁰Th/²³²Th oranı $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ gerçekleştirilmiştir (Richards ve Dorale 2003). U-Th serisi yaşlar Isoplot/Ex 3.0 programı kullanılarak hesaplanmış (Ludwing 2003) ve çizelge 5.5 olarak verilmiştir.

Çizelge 5.5 1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden faylanmalar ile ilişkili karbonat örneklerinin U-Th serisi yaşlandırma sonuçları

Fay Zonu	Segment	Örnek No	U-serisi Yaş (Binyıl)	±2σ
Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)	1944 Deprem Segmenti	12KAFZ-02A	>500	
		12KAFZ-05	105.4	0.7
		12KAFZ-06	49.3	0.5
		12KAFZ-07/A	1.7	0.1
		12KAFZ-07/B	18.2	0.2
		12KAFZ-07/C	32.3	0.3
		13KAFZ-64	28.4	0.3
		13KAFZ-65	49.2	0.4
		13KAFZ-66	52.0	1.0
		13KAFZ-68	780	427
	1943 Deprem Segmenti	13KAFZ-28	777.8	385.0
		13KAFZ-33	489.2	66.0

1944 ve 1943 deprem segmentlerini temsil eden fayların yaşlarını belirlemek için yapısal analizi çalışmalarıyla özellikleri tanımlanan kataklastik zonlardaki karbonat örnekleri U-Th serisi yaşlandırma yöntemi ile yaşlandırılmış, sonuçları çizelge 5.5 ve şekil 5.16'da verilmiştir. Fay zonundaki 12-KAFZ-02A numaralı örnek ya ikincil uranyum kaybı ya da uzun süreli (seküler) dengeye ulaşmamasından dolayı saptanabilir limitler içinde yaş vermemiştir. 1944 deprem segmenti için en büyük yaş yaklaşık 780 bin yıl, en küçük yaş yaklaşık 1.7 bin yıldır (Şekil 5.8, 5.16). 1943 deprem segmenti için ise elde edilen en büyük yaş 777.8 bin yıl, en küçük yaş ise 489.2 bin yıldır (Şekil 5.8, 5.16).

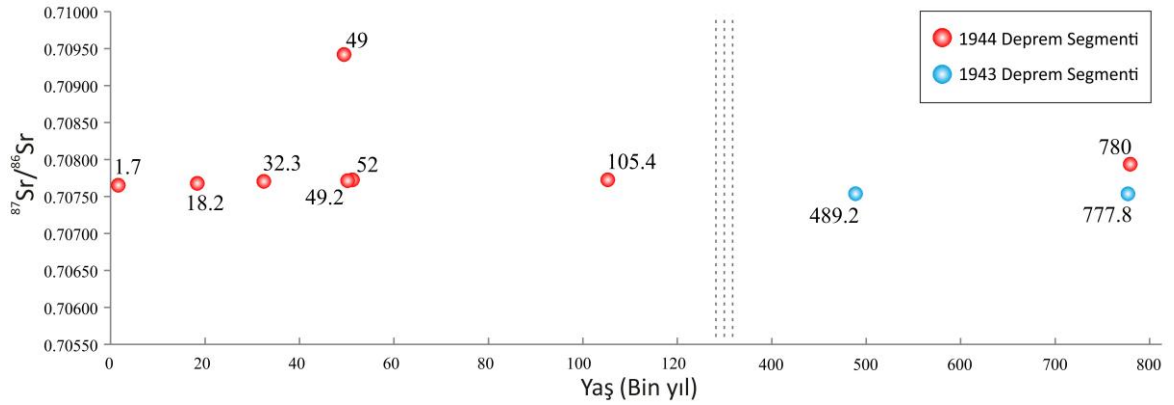
1944 ve 1943 deprem segmentlerinde 105.4 ile 1.7 bin yıl arasında çökelmiş karbonatların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri arasındaki korelasyonlar şekil 5.8-5.11'de irdelenmiştir. 1944 deprem segmentinde 105.4–1.7 bin yıl aralığında oluşmuş örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı benzer ve düzenli gidiş gösterirken 12KAFZ-06 numaralı örneğin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı belirgin bir artış sergilemektedir (Şekil 5.9). Segmentlere ait örnekler şekil 5.10'da görüldüğü üzere $\delta^{13}\text{C}$ değerleri açısından belirgin bir grup oluşturmuştur. 1944 deprem segmentine ait örneklerinin ‰-8 ile ‰-6 arasında fakirleşmiş $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ve artan yaş sonuçları arasında kabaca pozitif bir ilişki görülür.



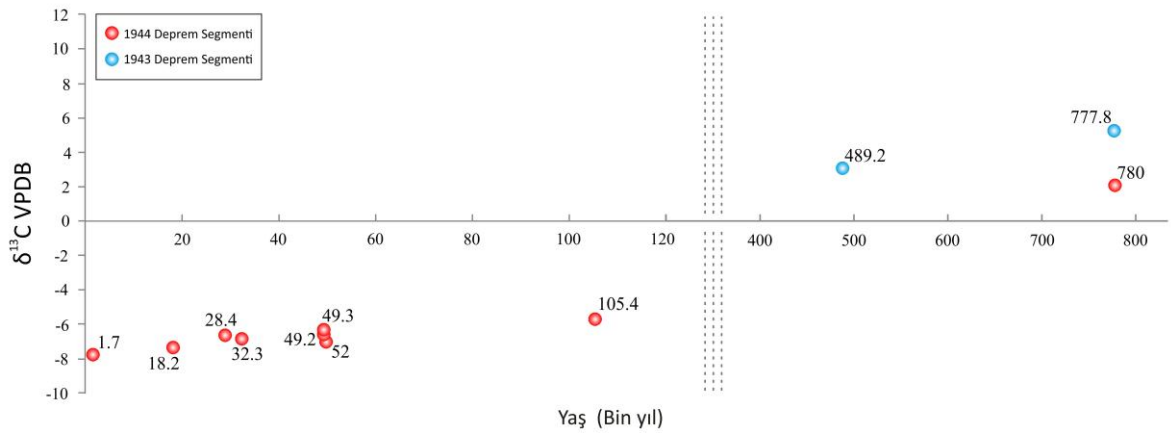
Şekil 5.8 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan faylanma ile ilişkili karbonat örneklerinin U-Th serisi yaşları diyagramı

~105 ile ~1 bin yıl arasını temsil eden segment karbonatlarının $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri aralığı mantodan CO_2 katkısı (‰-6.5) olduğuna işaret etmektedir. Meteorik kökenli akışkanlar düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olduğundan (Faure ve Mensing 2004) elde edilen göreceli olarak düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri karbonatların çökmesindeki sorumlu akışkanlarda az oranda meteorik kökenli akışkanların da etkisini ortaya koyar.

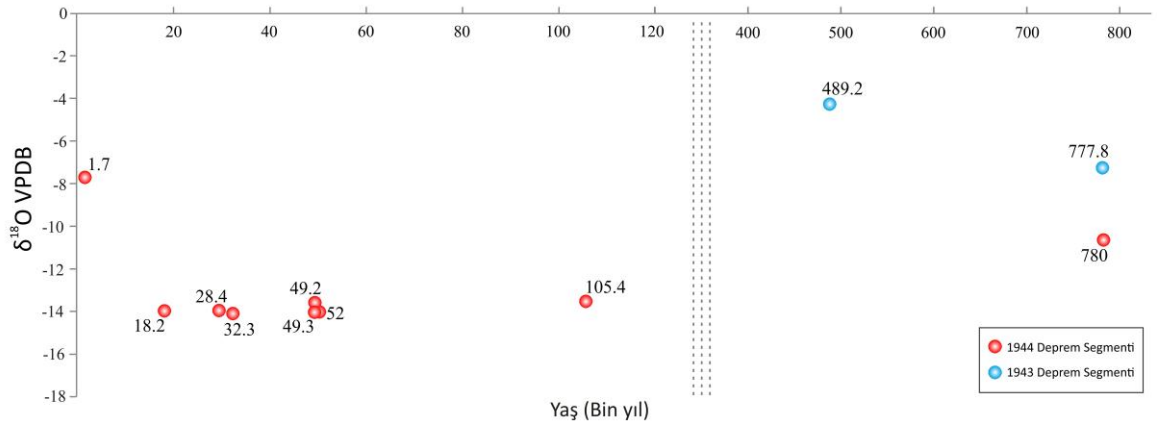
Buna ilaveten yaklaşık ‰-2 ile ‰-14 arasında düşüş gösteren $\delta^{18}\text{O}$ değerleriyle negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 5.11). Genç yaşlara doğru bazı örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ değerinde belirgin bir düşüş görülmektedir. Bu durum son buzul çağına sona ermesiyle (yaklaşık 15 bin yıl öncesi) eriyen karların (düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerleri), karbonatlarda gözlenen negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile örtüşmektedir (Uysal vd. 2011).



Şekil 5.9 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram



Şekil 5.10 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) değerleri ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram



Şekil 5.11 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan karbonat örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) değerleri ile U-Th serisi yaşları arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram

5.3.4.2 Rb-Sr jeokronolojisi

Faylanma sırasında izotopik saatin sıfırlanması nedeniyle, otojenik fay killeri oluştuğu tektonik dönemin yaşını hassas şekilde yansıtır. Bu kil minerallerinden illit yaşlandırılabilir ölçüde K ve Rb içermesi sebebiyle fay killerinin tarihlendirilmesi için en uygun mineral olarak bilinir (Gilg ve Frei 1994, Clauer ve Chaudhuri 1995). Fay zonundan alınan numunelerdeki illitlerin 1M tipte (otojenik) olmasına dikkat edilmelidir. Numunede aksine 2M tipte (detritik) illit barındıran fay killerinin bulunması durumunda faylanma öncesi kalıntı yaşların elde edilmesi söz konusudur. Bununla birlikte örneklenen fay kili tamamen otojenik illitten oluşsa bile bu kilden ayıklanacak farklı tane boyları farklı yaşlar sunabilirler. Bu durumda en düşük tane boyutundan elde edilecek yaş fayın en son reaktivasyon dönemini, buna karşılık en iri tane boyutundan bulunacak yaş ise ilk hareket yaşını yansıtacaktır. K-Ar, Ar-Ar veya Rb-Sr metodları yaşlandırmada kullanılan başlıca izotop yöntemler arasındadır. Bunlardan K-Ar ve Ar-Ar tarihlendirmesi münferit yaş sunarken Rb-Sr yöntemi ise izokron yaşı verir.

Faylanma ile ilişkili fay kayası (gauç) örneklerinin kil minerali ayırdım işlemleri Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) ve Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde, kil minerallerinin tane boyuna göre ayırma işlemi ise Queensland Üniversitesi Radyojenik İzotop Laboratuvarında (Avustralya) yapılmıştır.

Fay kayasının bileşimini anlamak ve illit türü kil mineralleri içerip içermediklerini belirlemek için X-ışınımı kırınımı (XRD) analizleri gerçekleştirilmiştir. 1M illit veya karışık tabakalı illit (1M)-smektit (smektitlerde hiç veya ihmal edilebilir boyutta K bulunduğu not edilmiş) içerdikleri belirlenen örnekler daha sonra farklı tane boyutlarına (1-2, 0.2-0.5 ve 0.5-1.0 μ) ayrılmışlardır. Tane boyu ayırma işlemleri, örneklerin 4000 rpm hızındaki santrifüj cihazında değişik süre ve hızlarda döndürülmeleri ile yapılmıştır.

XRD analizi sonucu içerisinde otojenik illit içerdikleri belirlenen örneklerin farklı tane boyutlarının Rb-Sr metodu ile yaşlandırılması Avustralya'da gerçekleştirilmiştir. Sr izotop oranları VG Sector 54 termal iyonlaştırıcı kütle spektrometresi ile ölçülmüştür. Ölçülen oranlar $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ kullanarak kütle ayırımına karşı düzeltilmiştir. Bu çalışmada standart NBS 987 için elde edilen $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ oranı 0.710267 ± 0.000007 'dir (2σ , $n=10$). Analizlerin $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ için tekrarlanabilirliği %1 ve %0.0 olarak bulunmuştur.

5.3.4.2.1 XRD verileri

Yaşlandırma için alınan örneklerin detayları çizelge 5.1'de verilmektedir. Bu örneklerin kil bileşimlerinin X-ışınımı kırınımı (XRD) yöntemi desenleri ise şekil 5.12'de görülmektedir. XRD yöntemi sonuçlarına göre aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

13KAFZ-18 nolu örnek: Bu fay kayasının protoliti gnaystır. Kil analizine yönelik çalışmada bu örneğin normal XRD çekiminde kil bileşeni olarak illit ve kaolinit saptanmıştır.

13KAFZ-21 nolu örnek: Bu fay kayasının protoliti gnaystır. Kil analizine yönelik çalışmada bu örneğin normal XRD çekiminde kil bileşeni olarak illit ve kaolinit saptanmıştır.

13KAFZ-23 nolu örnek: Bu fay kayasının protoliti gnaıstır. Kil analizine yönelik çalışmada bu örneğin normal XRD çekiminde kil bileşeni olarak illit ve kaolinit saptanmıştır.

13KAFZ-54 nolu rnek: Bu fay kayasının protoliti kumtaşıdır. Kil analizine yönelik çalışmada bu örneğin normal XRD çekiminde kil bileşeni olarak klorit ve illit saptanmıştır.

5.3.4.2.2 Rb-Sr verileri ve değerlendirilmesi

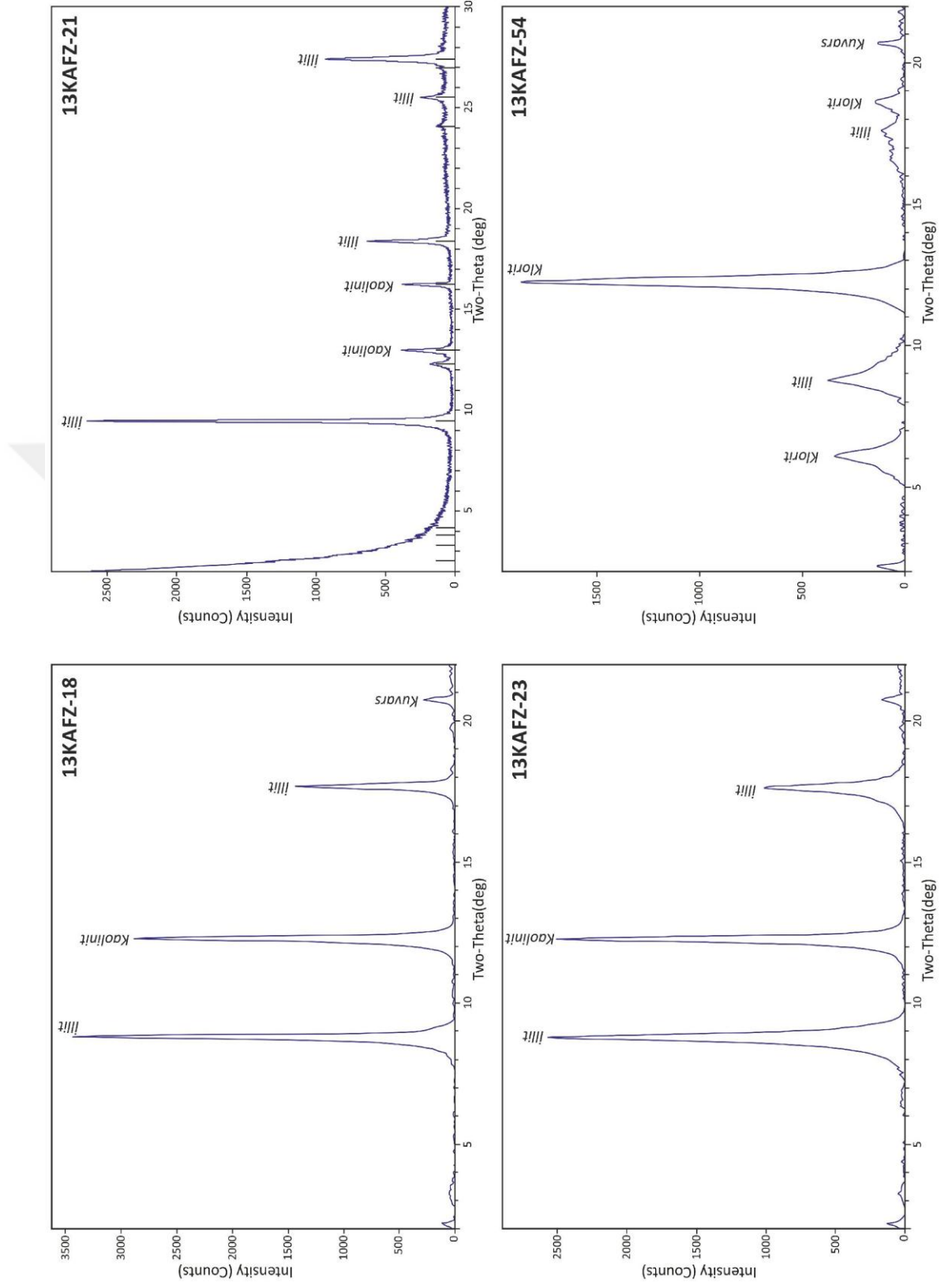
Rb-Sr yaşlandırma verisi fay kayalarından (gau) elde edilmiştir (şekil 5.13). Bu kayalardan özel işlemler ile elde edilen kil ve farklı boyutlu killer ile bunların Rb ve Sr oranları izelge 5.6'da sunulmaktadır. Örnekler KAFZ'nin aktif fay segmentleri boyunca alınmıştır. Örneklerden 3 tanesinin (13KAFZ-18, 21 ve 23) ilksel kayası gnays/şist türü metamorfik kayadır.

Tüm örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ oranları diyagrama yerleştirildiğinde fraksiyonların kısmen saçık kısmen çizgisel ilişki oluşturduğu görülmüştür (şekil 5.14). Alt fraksiyonu olan 13KAFZ-21 ve 13KAFZ-23 nolu örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diyagramında $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ oranlarından elde edilen eğim çizgisi yaş verisi sağlamaktadır.

Oluşturulan eğrinin eğimi aşağıdaki eşitlikte yerine konarak numunenin yaşı hesaplanmıştır.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (m + 1)$$

Burada; t: yıl olarak yaşı, m: eğim, $\lambda = ^{87}\text{Rb}$ 'nin ^{87}Sr 'ye bozunma sabitini (1.42×10^{-11} yıl⁻¹) temsil etmektedir.



Şekil 5.12 KAFZ’de Rb-Sr yaşlandırması için alınan gauç örneklerinin kil bileşimine ait XRD deseni

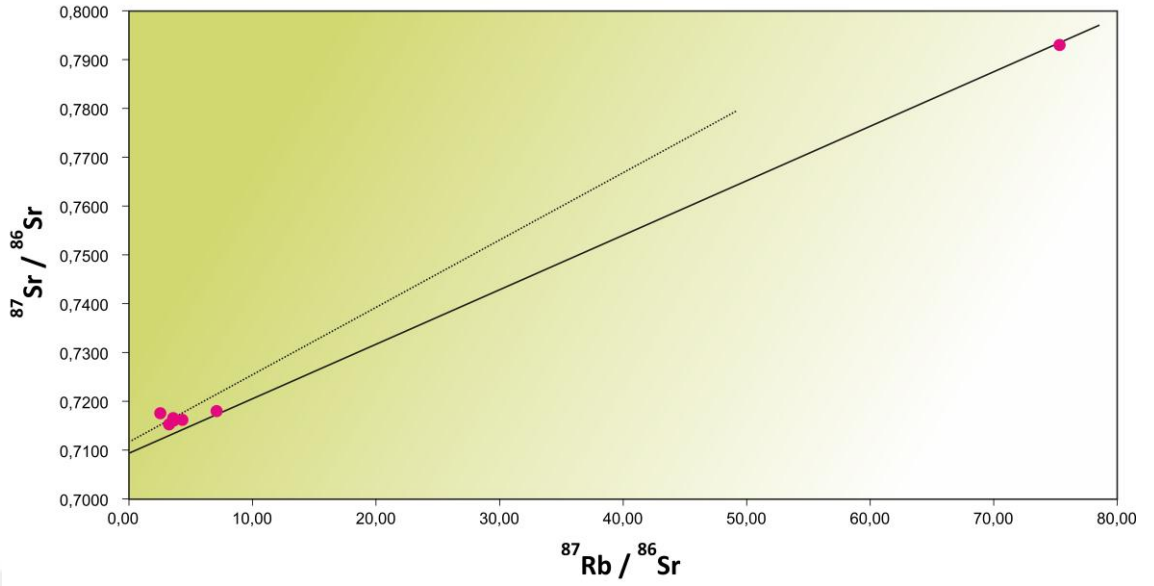
Çizelge 5.6 Rb-Sr yaş verisi

Örnek No	Tane boyutu (μ)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$
13KAFZ-23	1-0.5	232.3661843	8.996614203	75.33800271	0,793002±0,00001078
13KAFZ-23	0.5-0.2	282.987657	251.6242745	3.255867951	0,715721±0,00001036
13KAFZ-23	2-1	304.4841151	273.3403742	3.224758827	0,715358±0,0000108
13KAFZ-21	1-0.5	342.3443433	229.1964594	4.324396005	0,716154±0,00000932
13KAFZ-21	0.5-0.2	350.4910697	143.0405537	7.095193953	0,717952±0,00001086
13KAFZ-18	0.5-0.2	243.9541327	199.8702737	3.533736022	0,716247±0,00000912
13KAFZ-54	0.5-0.2	214.9743414	243.9265985	2.551851264	0,7175136±0,00000894

13KAFZ-54 örneğinin ilksel kayası ise kumtaşıdır. Bu örneklerden 13KAFZ-23 nolu örneğin 1-0.5, 0.5-0.2 ve 2-1 mikron boyutlu kil fraksiyonları ile 13KAFZ-21 numaralı örneklerin 1-0.5, 0.5-0.2 mikron boyutlu kil fraksiyonları yaşlandırılmıştır. 13KAFZ-18 ve 13KAFZ-54 numaralı örneklerin ise 0.5-0.2 mikron boyutlu fraksiyonlarının Rb-Sr yaşlandırılması gerçekleştirilmiştir.

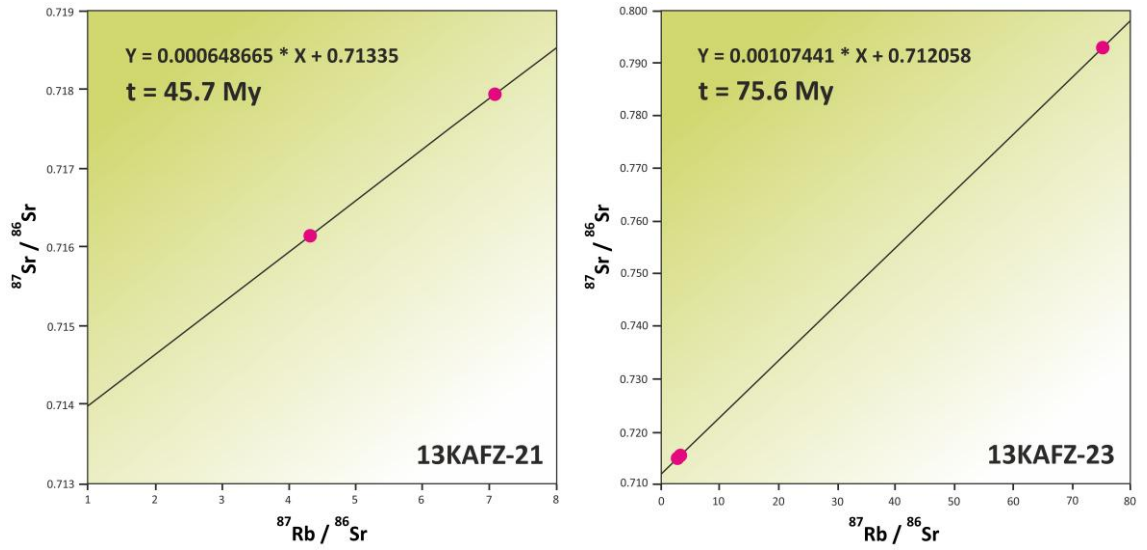


Şekil 5.13 Rb-Sr analizi yapılan gauç örneğinin genel arazi görünümü (Konum için şekil 4.10'a bakınız)



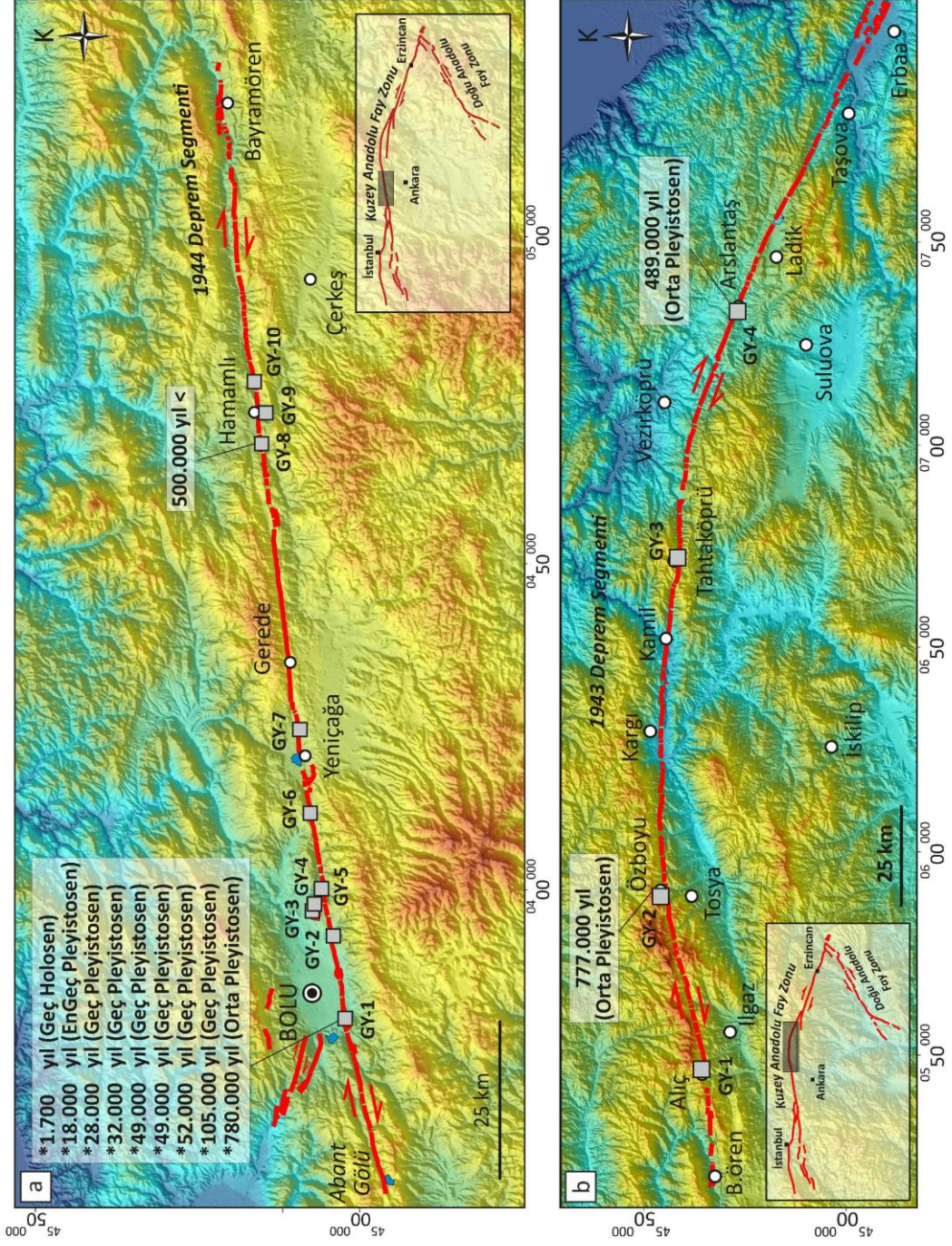
Şekil 5.14 Rb-Sr analizi yapılan numunelerin izokron eğrisi üzerindeki konumu

Şekil 5.15’de görüleceği üzere 13KAFZ-21 ve 13KAFZ-23 nolu örneklerinden elde edilen yaşlar sırasıyla yaklaşık 45 My ve 75 My olarak elde edilmiştir. Bu sayısal değerler Lütésiyen (Orta Eosen) ve Kampaniyen (Geç Kretase) yaşları içerisinde yer almaktadır. Alınan örnekler KAFZ’nin aktif segmenti içerisinde yer almaktadır. Aktif faylanmanın izlerinin bulunduğu kesimdir. Bu alan içerisinde bu tür yaşların bulunması bölgenin jeolojik tarihçesi bakımından olağandır. Elde edilen ~75 My yaşı bölgedeki metamorfik kayaların yüzeylemesi ile ilişkili olmalıdır. Bu kayaların yüzeylemesi sırasında oluşan kil minerallerinin (illit) egemen olarak örnek içerisinde yer alması olarak yorumlanmıştır. Kayma düzlemine daha yakın bir kesimden alınan 13KAFZ-21 numaralı örnek ise ~45 My yaşını sunmaktadır. Bu yaş KAFZ’nin öngörülen oluşum yaşından oldukça farklıdır. Yaş bulgusu bölgesel ölçekte Türkiye’ye etkiyen deformasyon ile ilişkili olmalıdır. Şengör ve Yılmaz (1981)’a göre bölge Eosen döneminde okyanus havzalarının tümüyle kapanması ve sıkışması ile temsil olur. Işık vd. (2004)’nin fay kayalarından elde ettiği yaşlar ile korele edilebilir olması dikkat çekicidir. Benzer şekilde Uysal vd. (2006) KAFZ içerisinde K-Ar yaşlandırma metodu ile Paleosen-Eosen yaşları elde etmiştir. Bu durum Mutlu vd. (2010) çalışmasında da görülmektedir.



Şekil 5.15 Yaşlandırılan kil minerallerinin (illit) Rb-Sr izokron diyagramı

İki örnekten alınan yaş verileri KAFZ'nin gelişimi öncesi deformasyon oluşuklarının ürünü olarak yorumlanmıştır. Daha genç yaşların elde edilmesi alandan çok daha fazla yaşlandırma yapılması ile mümkün olacağı görülmektedir. Zon içindeki damar örneğinden U-Th serisi ile ~778 bin yıl elde edilmesi ve morfolojik belirteçler zonun bu kesiminin aktif/potansiyel aktif olduğuna işaret etmektedir. Arazi gözlemleri ve yukarıdaki yaşlar birlikte değerlendirildiğinde KAFZ'nin bölgede önceki tektonik oluşumları üzerleyerek ve evrimini bölgedeki öncel oluşukları yeniden işleyerek sürdürdüğü anlaşılmaktadır.



Şekil 5.16 Yaşlandırma sonuçlarını gösterir haritalar, a. 1944 deprem segmenti boyunca U-Th serisi yaş sonuçları, b.1943 deprem segmenti boyunca U-Th serisi yaş sonuçları

6. TARTIŞMA

6.1 Doğrultu Atımlı Fay Zonlarının Yerkabuğu İçerisindeki Konumu

Doğrultu atımlı faylar yüzyılı aşkın süredir yaygın araştırma konusu olan fay sınıfıdır. Kaliforniya, Japonya ve Yeni Zelanda da yıkıcı depremlerin kilometrelerce uzunluğa ve önemli yer değiştirmeye sahip doğrultu atımlı faylar ile ilişkili olduğu fark edilmiştir. Levha tektoniği içerisinde doğrultu atımlı faylar, levhalar arası ve levha içi konumlarına göre iki ana gruba ayrılır. Bunlar; transform ve yanal akım (transcurrent) faylarıdır (Woodcock 1986). Transform faylar levhalar arası harekete bağlı gelişen grup olup genelde litosferi keser özelliktedir. Üç alt gruba ayrılır.

a) Sırt transform fayı (Ridge transform fault): Okyanus ortası kesiminde meydana gelen yanal yer değiştirmeyi oluşturur. Owen, Romanche ve Charlie Gibbs kırık zonları bu türe örneklerdir.

b) Sınır transform fayı (Boundary transform fault): Levha sınırları boyunca meydana gelen doğrultu atımlı faylanmayı oluşturur. San Andreas Fay Zonu (Kaliforniya, ABD), Charman Fayı (Pakistan), Alpin Fayı (Yeni Zelanda) sınır transform fayı olarak tanımlanır.

c) Hendekle bağlantılı doğrultu atımlı fay (Trench-linked strike-slip fault): Yitim bölgelerinde gelişen faylanmadır. Atakama Fayı (Şili), Median Tektonik Hattı (Japonya) ve Arima-Takatsuki Tektonik Hattı (Japonya) tipik örneklerdir.

Yanal atım faylar kıta içerisinde gelişim gösterirler (Şekil 6.1). Dört alt gruba ayrılır. Bunlar;

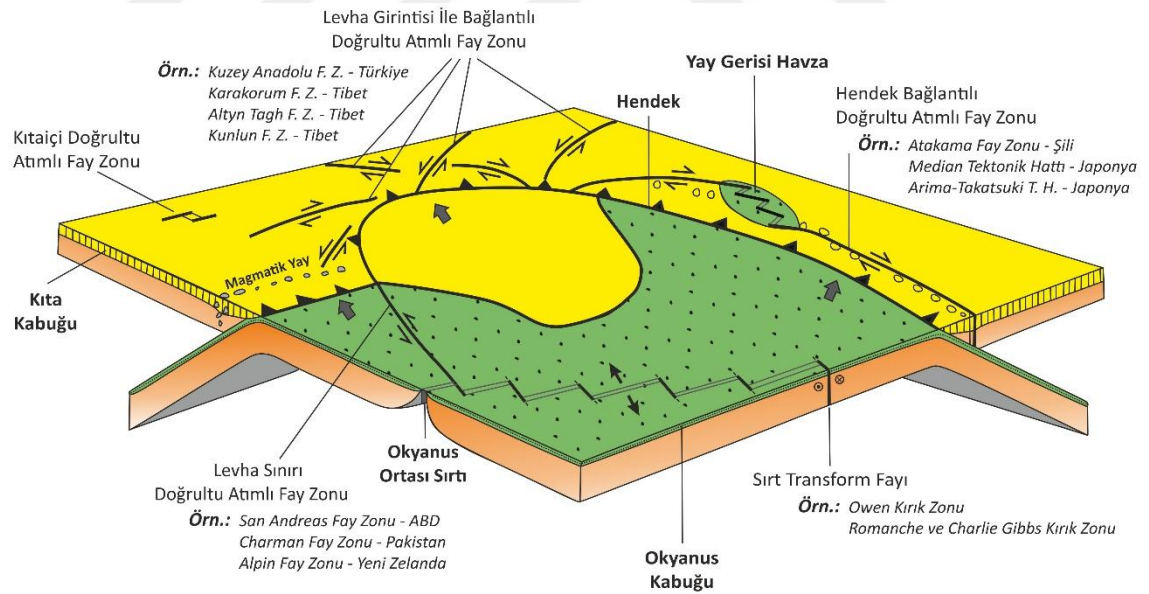
a) Levha girintisi ile bağlantılı doğrultu atımlı fay (Indent-linked strike-slip faults): Bu tür faylanma düzgün geometrisi olmayan kıta kabuklarının çarpışması sonrasında

gelişen faylardır. Kuzey Anadolu Fay Zonu (Türkiye), Karakorum, Altyn Tagh ve Kunlun Fay Zonları (Tibet) bu faylanmaya tipik örneklerdir.

b) Yırtılma fayı (Tear fault): Sıkışmalı sistemlerde alloktan kütlelerin hareketlerine bağlı gelişen doğrultu atımlı faylanmadır. Asiak kıvrım-bindirme kuşağı (Kanada) bu tür faylanmaların tipik gelişim yeridir.

c) Transfer faylar (Transfer fault): Genişlemeli alanlarda normal faylanmalarla ilişkili faylanmalardır. Hope ve Kakapo fayları (Yeni Zellanda), Kuzey ve Güney Diyagonal Fayları (Doğu Sinai) bu fay grubu içerisinde tanımlanmaktadır.

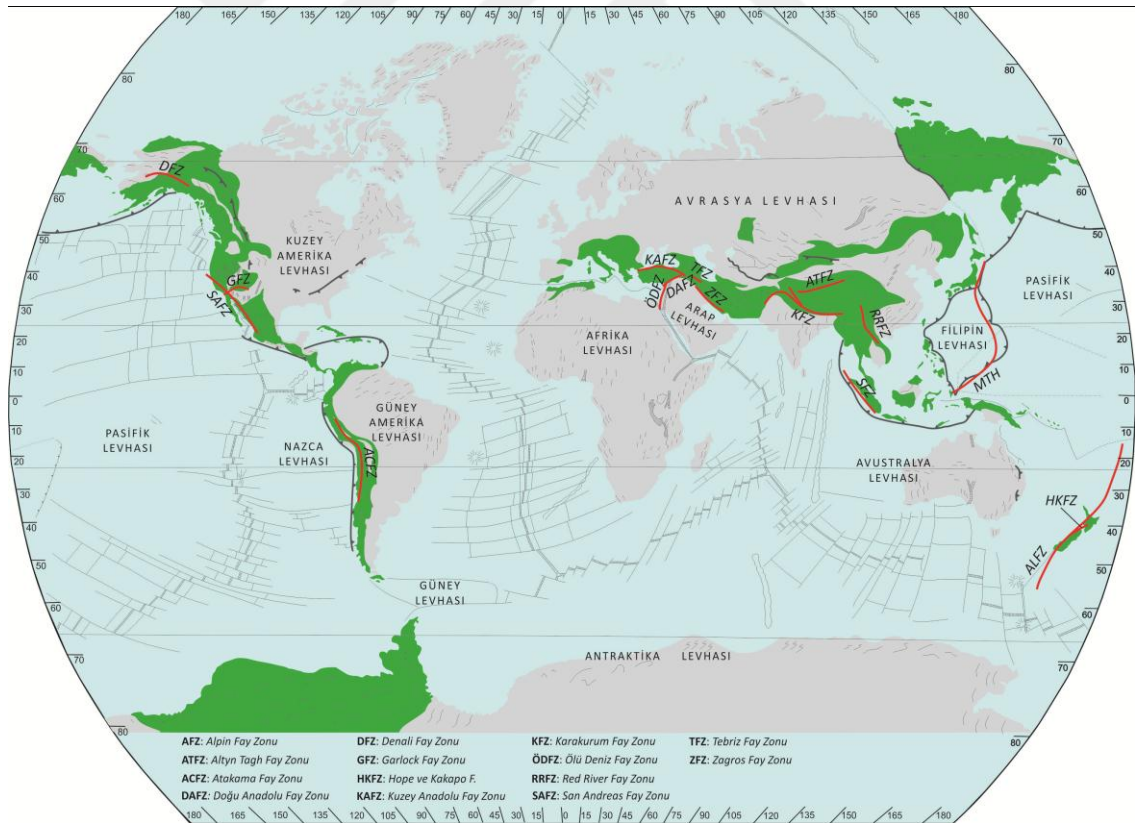
d) Kıta içi doğrultu atımlı faylar (Intracontinental strike-slip fault): Kıta kabuğu içerisinde gelişen faylardır. Garlock Fay Zonu (Kaliforniya, ABD) bu tür faylanmaya bir örnektir.



Şekil 6.1 Levha tektoniği içerisinde doğrultu atımlı fayların sınıflaması (Woodcock 1986'dan düzenlenmiştir.)

6.2 Dünyadaki Aktif Bazı Ana Doğrultu Atımlı Fay Zonları

Yerkabuğu aktif pek çok ana doğrultu atımlı fay zonlarına ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 6.2). Bunlar arasından Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları ülkemizde bilinen iki fay zonudur. Yine bir bölümü Türkiye’de bulunan ve Suriye ve Lübnan’dan geçerek Ürdün güneyine kadar uzanan Ölüdeniz Fay Zonu, İran’daki Tebriz ve Zagros Fay Zonları, Himalayalar’daki Karakorum, Altyn Tagh (Altın Dağ), Kunlun ve Red River Fay Zonları (Tibet) ile Sagaing Fay Zonu (Mianmar) Avrasya levhası içerisinde büyük deprem üretmiş fay zonlarıdır. Yeni Zelanda’daki Alpin ve Hope-Kakapo Fay Zonları Avustralya levhasında en önemli aktif fay zonlarıdır. Pasifik levhası ile ilişkili Kaliforniya’daki (ABD) San Andreas Fay Zonu, Alaska’daki Denali Fay Zonu ile Japonya’daki Median Tektonik Hattı önemli fay zonlarıdır. Yine Güney Amerika levhasındaki Atakama Fay Zonu (Şili) büyük deprem üreten fay zonudur (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 Dünyadaki ana doğrultu atımlı fay zonlarının yerlerini gösterir harita

Yeşil renkli kesimler Alp-Himalaya orojenez alanlarını göstermektedir

San Andreas Fay Zonu/Sistemi yaklaşık 1200 km uzunluğunda genelde Pasifik levhası ile Kuzey Amerika levhası arasında kıtasal transform fayı olarak tanımlanmaktadır (Yeats 2012). Sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterindeki zon kuzey, orta ve güney olmak üzere üç bölüme ayrılmıştır. Zonun gelişimi Farallon ve Pasifik levhalarının Kuzey Amerika levhasının altına yaklaşık 30 My önce dalmaya başlaması ile ilişkilidir. Farrallon levhasının Juan da Fuca ve Cocos levhaları olarak ikiye ayrılması San Andreas Fay Zonunun oluşum sürecini başlatır. Fay zonunun 20-35 mm olarak belirtilen yıllık kayma miktarı Kuzey Anadolu Fay Zonu ile benzerlik gösterir. Fay zonunun ürettiği 1836, 1838, 1857 Fort Tejon, 1868 ve 1872 depremleri büyük tarihsel depremlerdir. Aletsel dönem depremleri arasında 1906 San Francisco (M 7.8), 1940, 1979 ve 1989 Loma Prieta (M 7.0), 2004 Parkfield (M 6.0) depremleri oldukça önemlidir (Irwin 1990, Brown 1990).

Elsinore Fay Zonu, San Andreas Fay Zonunun Güney Kaliforniya'daki parçasıdır. Zon 180 km uzunluğunda olup kıta içi doğrultu atımlı fay zonu özelliğindedir (Hull ve Nicholson 1992, Yeats 2012). Zonun kayma oranı 4 mm/yıl olarak hesaplanmış olup 6.5-7.5 (Mw) büyüklüğünde depremler üretmiştir. Buradaki depremlerin tekrarlama periyodu 250 yıldır. Fay zonunun kuzey ucu Chino fayı ve Whittier fayı olarak 2 segmente ayrılır. Güney ucunda ise Laguna Salada fayı yer alır. Laguna Salada fayı ABD-Meksika arasında yer almaktadır. 64-80 km uzunluğundaki fay 1892 Laguna Salada ve 2010 yılında ise Baja depremlerini üretmiştir.

Daha kuzeydeki Denali Fay Zonu (Alaska) sağ yanal doğrultu atımlı ve kıta içi fay zonuna bir diğer örnektir (Hickman vd. 1978, Yeats 2012). Kanada'dan Alaska'ya kadar uzanan fay zonunun yer değiştirme miktarı 1-35 mm/yıl arasında değişmektedir. 2002 Denali depremi (Mw 7.9) bu fay zonunda meydana gelmiş ve 336 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Yeats 2012).

Yeni Zelanda, Pasifik levhası ile Avusturalya (-Hindistan) levha sınırı bölgesinde yer alır. Ülkenin güney ada kesimi ana doğrultu atımlı fay zonu etkisi altındadır (Yeats 2012). İki levha sınırını da oluşturan fay zonu Malborough Fay Zonu/Sistemi olarak bilinir (Zachariasen vd. 2006). Aktif sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu yüksek kayma

miktarlarına sahip Hope, Kekerengu, Awatere ve Alpin Fay Zonlarından oluşmaktadır. Zonun özellikle orta kesiminin ortalama kayma oranı 30 mm/yıl olarak belirlenmiştir. Zon 1848 Marlborough (M 7.5), 1888 Kuzey Canterbury (M 7.3), 1929 Arthur's Pobs (M 7.1), 1929 Murchison (M 7.8), 1968 Inangahua (M 7.1), 2003 Fiordland (M 7.1), 2009 Fiordland (M 7.8) gibi çok büyük depremler üretmiştir. Bunlar içerisinde Hope Fay Zonu yaklaşık 230 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterindedir. Bölgesel tektonik içerisinde ise transfer fay geometrisindedir. 18-35 mm/yıl kayma hızı gösteren zon 1888 Kuzey Canterbury depremini üretmiştir. Bu depremle 1.5-2.6 m yatay atım meydana gelmiştir. Bu fay zonu içerisinde Hurunui, Hope River ve Conway segmentleri ayırdımlanmıştır. Hurunui segmenti 42 km uzunluğunda ve kayma hızı 8-13 mm/yıl arasındadır. Segmentin deprem tekrarlanma periyodu 310-490 yıldır. Hope River segmenti 30 km uzunluğunda 10 mm/yıl ve kayma hızına sahiptir; tekrarlanma periyodu ise 140 yıldır. Conway segmenti 70 km uzunluğundadır. Segmentin kayma hızı 23 mm/yıl olup deprem tekrarlanma periyodu 180 ile 310 yıl arasındadır. Kekerengu Fay Zonu, Hope Fay Zonu ile ilişkili olup 2016 Kaikoura (M 7.8) depremini meydana getirmiştir. Awatere Fay Zonu 175 km uzunluğundadır. 1848 yılında meydana gelen 7.5 (Mw) büyüklüğündeki depremle 105 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur. Zonun tekrarlanma aralığı 600-2500 yıl arasında değişmektedir (Yeats 2012, Potter vd. 2015).

KAFZ ile Karakorum ve Tebriz Fay Zonları levha girintisi doğrultu atımlı fay zonlarıdır. Tibet'in batısında yer alan Karakorum Fay Zonu Asya ve Hindistan levhaları arasında Himalaya Orojenezinin önemli yapılarındandır. Zon yaklaşık 1000 km uzunluğunda ve sağ yanal doğrultu atımlıdır (Robinson 2009, Murphy vd. 2000, Laccassin vd. 2004). Karakorum Fay Zonunun yaşı 25-35 milyon yıl olarak ifade edilir. Zonda yaklaşık 66 km sağ yanal atım belirtilir. Yıllık kayma hızı 10 mm dir. KB İranda yer alan Tebriz Fay Zonu KKB-GGD yönelimli yaklaşık 100 km uzanımına sahiptir. Sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu 8 mm/yıl kayma hızına sahiptir (Moradi vd. 2011). Zon 858, 1042, 1304, 1641, 1721, 1780 ve 1786 depremlerini meydana getirmiştir.

6.3 Dünyadaki Fay Zonlarında Kataklastik Zon Gelişimi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Karşılaştırması

Yer kabuğunun özellikle 10 km derinliklerine kadar olan bölümü kırılanma ve faylanma şeklinde kendini gösteren gevrek deformasyon mekanizmaları etkisi altındadır (Şekil 1.3). Gevrek deformasyon mekanizmalarına bağlı oluşan kataklastik zonlar (fay zonları) iki ana yapısal oluşuma sahiptir. Bunlar fay çekirdeği ve hasar zonudur (Engelder 1974, Aydın 1978, Chester vd. 1993, Caine 1996, Davis 1996, Schultz ve Evans 1998, 2000, Billi vd. 2003, Chester vd. 2004, Shipton vd. 2006, Fossen 2010). Fay çekirdeği ve hasar zonunun özellikleri ana kayanın litolojisine, faylanmanın boyutuna, faylanmadaki yer değiştirme miktarına, etkiyen stres durumuna, sürtünme oranına, faylanma bölgesinin derinlik, basınç ve sıcaklık değerlerine, fay zonu mineralojisi ile fay zonunda dolaşımı olan sıvının jeokimyasına bağlıdır. Bölgede önceden var olan faylanmalar da önemlidir.

Fay çekirdekleri göreceli dar ve yüksek streynli zonlardır (Scholz 1987, Chester vd. 1993, Caine vd. 1996, Wibberley ve Shimamoto 2003, Kim vd. 2004). Fay çekirdeği tek bir kayma yüzeyini ve milimetre boyutunda kalınlığa sahip fay kayasını barındırabileceği gibi pek çok kayma yüzeyi ve santimetrelerce kalınlığa sahip fay kayası oluşumu gösterebilir. Kayma yüzeylerinin pürüzlü olduğu durumlarda fay çekirdeği gelişimi ise oldukça kalın olabilmektedir. Bunların dışında kayma düzleminin gelişmediği sadece fay kayası ile temsil olduğu durumlarda söz konusudur (Fossen 2010). Fay çekirdeğinin egemen kayasını gauç ve kataklasit oluşturur. Ayrıca tutturulmuş veya az tuturulmuş breş oluşumlarını fay çekirdeği kesiminde görmek olasıdır.

Hasar zonu ise fay çekirdeğini çevreleyen kesim olup çekirdeğe göre daha az gevrek deformasyon etkilerini içerir. Makaslama kırıkları, tansiyon çatlakları, stilolitler ve kıvrımlanmalar bu zonun yaygın yapılarıdır. Hasar zonu yapıları santimetre boyutundan yüzlerce metreye ulaşabilir (Dor vd. 2006a). Ana kayanın parçalanması ve öğütülmesine fay kayası gelişimleri eşlik eder. Hasar zonlarının yaygın fay kayalarını breş oluşturur.

Kataklastik zonların gelişmesi faydaki yer değiştirmenin bir fonksiyonudur. Genellikle tek bir litolojiyi kesen fayda fay çekirdeği gelişimi fayın atımı ile doğru orantılı ve pozitif artış gösterir (Fossen 2010). Benzer olarak hasar zonunun gelişimi ile faylanmadaki yer değiştirme miktarı arasında doğru orantı bulunmaktadır. Yaygın hasar zonlarının oluşması çoklu litolojileri kesen faylardaki kayma hızı ve kırık boyuna bağlıdır. Brune (2001) ve Reches ve Dewers (2005)'e göre gauç türü fay kayası hızlı deprem ilerlemesi ve fay ucu bölgelerinde kayaların öğütülmesi sonucu oluşmaktadır. Fay ucu bölgeleri yoğun stres ve streyn alanları olup genellikle Mod II ve Mod III kırıklanma etkisi altındadır. Fay çekirdeği ve hasar zonları asimetrik geometriye sahiptirler. Bu durum faydaki kopma ve ilerleme yönüne bağlı olması dışında (Dor vd. 2006a, 2006b, Mitchell ve Faulkner 2009) stres koşullarının zaman içerisinde değişmesi ve faylanmanın etkidiği bölgede farklı litolojilerin yer alması ile de ilişkilidir (Shipton ve Cowie 2001, Heermance vd. 2003, Shipton vd. 2006, Mitchell vd. 2011). Genel olarak kristalen kayalarda gelişen fay çekirdekleri tutturulmamış gauç içerirken yumuşak sedimanter kayalarda sıvama şeklinde gauç oluşur. Kuvarso-feldispatik litolojilerde faylanmalar tekli veya çoklu fay çekirdekleri şeklinde gelişebilir. Bu çekirdek gelişimleri oldukça değişken kalınlıklarda olup santimetrelerden metrelerce genişliğe kadar değişebilmektedir (Mitchell ve Faulkner 2009). Benzer şekilde hasar zonu genişlik/kalınlıklarını da oransal olarak değişmektedir.

Dünyadaki farklı fay zonlarında yapılan fay çekirdeği ve hasar zonu tanımlamaları fayın geliştiği alanlardaki jeolojik koşullara göre çeşitlendiğini ortaya koymuştur. Atakama Fay Sistemi (Kuzey Şili) içerisinde ana doğrultu atımlı fay zonlarından Caleta Coloso fayı kuzeybatı yönelimli ve 80 km uzunluğa sahip sol yanal karakterli bir fay zonudur (Mitchell ve Faulkner 2009). Zon boyunca faylanmadan volkanik ve sedimanter kayalar etkilenmiş ve yaklaşık 5 km yer değiştirme meydana gelmiştir. Fay zonu çoklu çekirdek gelişimi ile temsil olmakta olup ortalama 400 m genişlik/kalınlık göstermektedir (Mitchell ve Faulkner 2009). Atacama Fay Sistemi içerisindeki bir diğer zon olan Cristales Fay Zonu ise benzer şekilde kuzeybatı doğrultulu ve sol yanal doğrultu atım karakterindedir. Magmatik kayaları etkileyen fay zonunda yaklaşık 220 m yer değiştirme ölçülmüştür (Mitchell ve Faulkner 2009). 4 m genişliğinde tek fay çekirdeği gelişiminin olduğu zonun fay çekirdeği 20-80 cm genişliğinde gauç, 10-14 cm

genişliğinde ultrakataklasit ve bir kaç metre genişliğinde kataklasit türü fay kayaları ile temsil olur. Sistem içerisindeki Balanca Fay Zonu ise Atacama Fay Sisteminin orta kesimini oluşturmaktadır; zon 35 m yer değiştirmeye sahiptir. Felsik daykları etkileyen fay zonu 4-5 m genişliğinde fay çekirdeği oluşumuna sahiptir. Fay çekirdeği ağırlıklı olarak kataklasit türü fay kayalarından oluşmakla birlikte 20 cm genişlikte fay gaucu da yüzeylemektedir. Aynı zondaki granodiyoritik kayaları etkileyen diğer küçük ölçekli faylar ise 1.2 m, 2 m ve 0.12 m'lik yer değiştirmelere sahiptir. Bu fayların fay çekirdekleri sırasıyla yaklaşık 0.6 cm, 0.3 cm ve 0.2 cm genişliklere sahiptir (Mitchell ve Faulkner 2009).

İtalya'da karbonat kayalarını etkilemiş üç farklı fay zonu (kataklastik zon) farklı genişliklere sahiptir. Buna göre sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olan Mattinata fayında 200 m, verrev atımlı fay karakterinde olan Presenzano fayında 3 m ve normal fay karakterinde olan Gole del Sagittario fayın da ise 45 m yerdeğiştirme ölçülmüştür (Billi vd. 2003). Bunlardan Mattinita fayı 1-5 cm genişliğinde fay çekirdeğine sahiptir. Presenzano fayın da ise bu genişlik 10-20 cm dir. Gole del Sagittario fayının tavan bloğu 2 m genişliğinde fay çekirdeği ile temsil olmaktadır (Billi vd. 2003). Benzer litolojide (kireçtaşı) farklı karakterde gelişen faylanmalardaki bu veriler önemli bazı sonuçlar ortaya koymaktadır. Buna göre; karbonat kayalarını etkileyen ve yer değiştirme miktarı fazla olan bir doğrultu atımlı faylanma oldukça düşük genişliklerde fay çekirdeği oluşumunu sunacağı göz önünde bulundurulmalıdır. Diğer bir ifade ile yer değiştirmenin az olduğu ve karbonat kayasını (kireçtaşı, mermer, rekristalize kireçtaşı) etkileyen doğrultu atımlı faylanma nadiren fay çekirdeği oluşumu sunma eğilimlidir. Dikkate alınması gereken bir diğer sonuç ise eğim atım açısı arttıkça fay çekirdeği genişliği/kalınlığı da artmaktadır. Yani karbonat kayasını etkileyen eğim atımlı faylanma verrev atımlı faylanmaya göre daha kalın fay çekirdeği oluşturabilmektedir.

Wibberley ve Shimamoto (2003) Japonya'da Median Tektonik Hattının etkilediği şistlerde fay çekirdeğini temsil eden fay kayası tanımlamışlardır. Sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu içerisinde farklı kalınlıklarda/genişliklerde fay çekirdeği oluşumu söz konusudur. Buna göre zon 15 m genişliğinde kuvars ve fillosilikat minerallerinin

oluşturduğu gauç gelişimi sunmaktadır. Zon 4 m'yi aşan genişlikte foliyasyon gösteren kataklasit oluşumuna sahiptir. Bazı şist türü kayaların bulunduğu alanlarda gauç kalınlığı 0.1 m ile 100 m arası değişebilmektedir. Ana kayma zonunun kuzeyinde yer alan granitik kayalarda ise 1 m ile 6 m arasında değişen genişliklerde kuvarsca zengin foliyasyonlu kataklasit ile gauç oluşumu belirlenmiştir. Kataklasit-gauç geçişinin düzenli olmadığı bu kesimlerde gauç genişliği 1-8 cm arasında değişirken bazı alanlarda 4.5 m'ye kadar ulaşabilmektedir. Bu veriler metamorfik, özellikle şist türü kayalarda kataklastik zon gelişiminin yaygın ve geniş mesafelerde olduğuna işaret etmektedir.

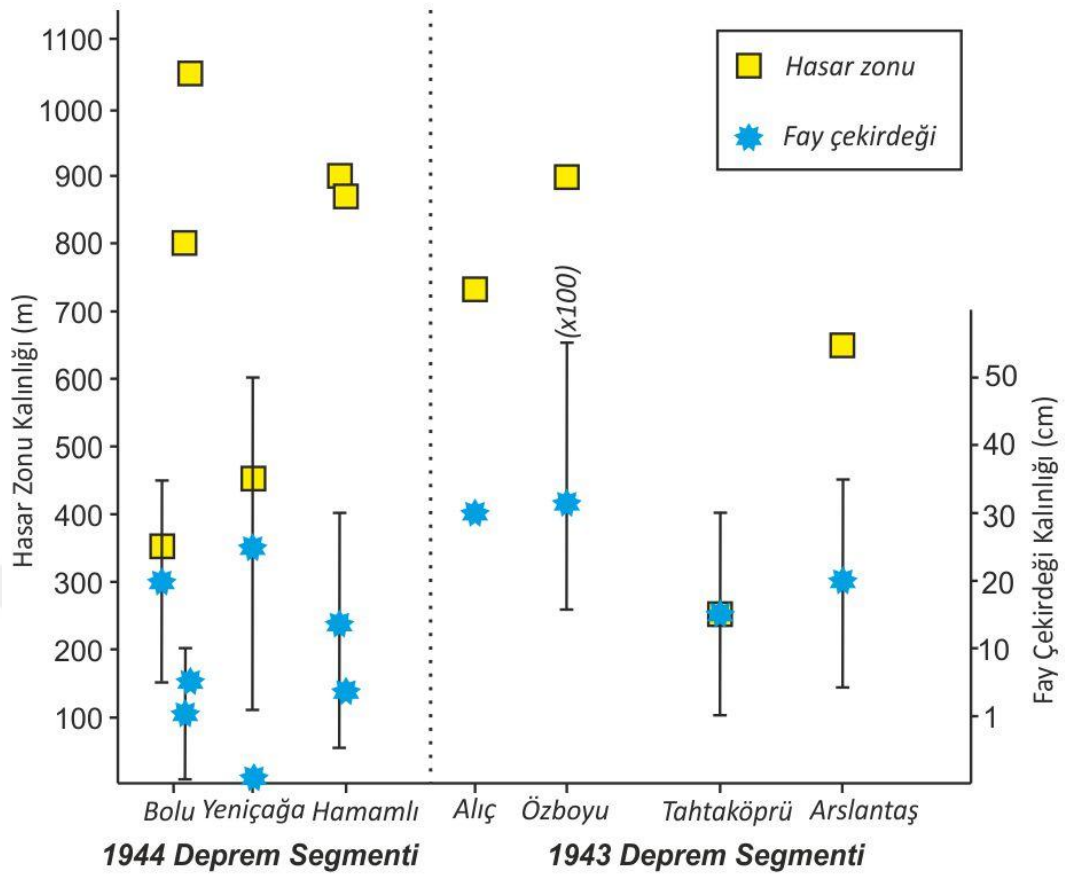
Median Tektonik Hattına paralel ve daha kuzeyde yer alan Arima-Takatsuki Tektonik Hattı da Japonya'da sağ yanal doğrultu atımlı aktif diğer büyük fay zonudur (Mitchell vd. 2011). Tektonik hat boyunca 16-18 km toplam yer değiştirme miktarı ölçülmüştür. Kobe depremi (M 7.2) bu tektonik hattın güneybatısını oluşturan Rokko Fay Zonunda meydana gelmiştir. Tektonik hattı temsil eden fay zonu güneyinde granit kuzeyinde ise riyolit türü kayaları kesmektedir. Ana kaymanın olduğu düzlemde 8-10 cm genişliğinde gauç oluşumu ölçülmüştür. Bu kesim 3 m'yi aşan breş oluşumu ile çevrelenmiştir. Fayın güneyindeki granitler yaklaşık 200 m genişliğinde öğütülmenin yoğun olduğu kohesif olmayan breşlere dönüşmüştür. Bu kesimde granitin kırılma özellikleri de katılırsa faylanmanın oluşturduğu hasar zonu 500 m ye kadar ulaşmaktadır. Zonun kuzeyinde yer alan riyolitler ise sadece 3 m genişliğe sahip, çok fazla öğütülmemiş olan breşlerden oluşur. Bu veriler öğütülme başta olmak üzere kaya hasarındaki asimetrisinin farklı litolojilerde kopmanın tercihli ilerleme yönüne de bağlı olduğunu ortaya koyar (Mitchell vd. 2011). Diğer bir ifade ile granitlerin geniş aralıklarda deforme olma eğilimi riyolitlere göre daha yüksektir.

Faulkner vd. (2003) GD İspanya'daki Carboneras fayındaki detay çalışmaları ABD'deki San Andreas Fay Zonundaki Puncbowl ve San Gabriel fayları ile karşılaştırmıştır. Carboneras fayı 40 km toplam atıma sahip sol yanal doğrultu atım karaktere sahip fay zonudur. Fay bölgedeki temel kayalar (şist, fillit, dolomit) ile Miyosen yaşlı sedimanter kayaları (marn, jips, kireçtaşı ve volkanikler) etkilemiştir. Fillo-silikat minerallerince zengin litolojilerde faylanma ile zonda yaklaşık 5 m kalınlığında iyi gelişmiş fay çekirdeği (gauç) belirlenmiştir. Çoklu çekirdek gelişimi yaygındır. Kayma düzleminin

oluşturduğu zonun genişliği ise 1-2 cm olarak ölçülmüştür. Fay çekirdeğini gauç ve ultrakataklasit türü fay kayaları oluşturur. San Andreas Fay Zonunda tanımlanan Puncbowl ve San Gabriel fayları ise genelde kuvarso-feldispat türü kayaları keser. Bu fayların çekirdek kesimleri dar zonlar halindedir. Çekirdeğin kalınlıkları 10 cm'den daha azdır; tekli fay çekirdeği oluşumu ultrakataklasit fay oluşumu karakteristiktir. Çekirdek kesimleri 100 m genişliğinde hasar zonuna ile çevrilir.

Bu fayların karşılaştırılmasında bazı sonuçlar öne çıkmaktadır. Buna göre Carboneras fayı genelde fillo-silikat minerallerince zengin kayalar etkilemiş olup çoklu fay çekirdeği oluşumunu sahiptir. Buna karşın Puncbowl ve San Gabriel fayları ise kuvarso-feldispatik kayaları kesmekte ve fay çekirdeği oluşumu tekli, düz ve dar zonlar olarak gelişim sunar. Benzer şekilde Carboneras fayının karbonat kayalarını (kireçtaşı, dolomit) kestiği alanlarda da kuvarso-feldispatik kayalardaki gibi tek çekirdek gelişimi gözlenir. Kuvars ve kuvarso-feldispatik kayalardan oluşan gauç ile kalsitçe zengin kayalardan oluşan gauca yönelik sürtünmeli kayma deneyleri 6 mm yer değiştirmeye 0.5-2 mm arası gauç oluşumunun meydana gelebileceğini ve bu gauç oluşumunun ise 1 mm'den itibaren aynı kalınlıklarda sabitlendiği tespit edilmiştir.

Bu çalışma ile KAFZ'nin 1944 ve 1943 deprem segmenti boyunca 10 farklı alanda yapılan detaylı gözlemlerde kataklastik zon (fay çekirdeği, hasar zonuna) oluşumları ortaya konulmuş ve karşılaştırılmıştır (Şekil 6.3, Çizelge 6.1, 6.2). 1944 deprem segmenti doğusunda Hamamlı gözlem alanında iki farklı litolojide (kireçtaşı rekristalize kireçtaşı, volkanit) gelişen fay çekirdeğinin genişliği 3-4 cm dir (Şekil 6.3). Asimetrik geometrilili hasar zonuna ise 870 m genişliktedir (Şekil 6.3). Bu inceleme alanının daha batısını oluşturan Kırachtepe gözlem alanı ise tek litolojinin (kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı) deformasyonu ile temsil olur. Faylanmaya bağlı olarak 0.5-30 cm genişliğinde fay çekirdeği ve yaklaşık 900 m genişliğinde hasar zonuna gelişimi belirlenmiştir. Bu alandaki kataklastik zon tekli fay çekirdeği gelişimi ile temsil olur (Şekil 6.3).



Şekil 6.3 1944 ve 1943 deprem segmentlerinde yer alan inceleme alanlarındaki fay çekirdeği ve hasar zonu kalınlıklarının karşılaştırılması grafiği

Yeniçağa alanı ise çoklu fay çekirdek gelişimi sunar. 1944 deprem segmentinin bu kesimdeki çoklu çekirdek gelişiminin nedeni farklı fayların bağlantı kesimi olması ve litoloji özelliğidir. Bu alanda faylanmanın etkidiği egemen litoloji volkanik kayalardır. Her bir çekirdek kesimi 1 mm ile 50 cm arasında değişen genişliklere sahiptir. Alandaki hasar zonu genişliği bu alan için 450 m dir. 1944 deprem segmentinin Bolu güneyinde Bürnük, Çaygökpınar ve Sultanbey alanlarında etkidiği litoloji büyük ölçüde kireçtaşlarıdır. Bu alan tekli fay çekirdek gelişimi sunmakta olup 1 mm ile 35 cm arası genişliklerdedir (Şekil 6.3). KAFZ'nin bu alanlardaki hasar zonlarının görünür mostra genişliği sırasıyla 1050 m, 800 m ve 350 m dir (Şekil 6.3). Asimetrik geometride pek çok kırıklanma ve faylanmanın bağlantı noktaları olan hasar zonu kesimleri yaygın breş oluşumları ile karakterize olur.

Çizelge 6.1 1944 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen kataklastik zona (fay çekirdeği ve hasar zonu) ait veriler

1944 Deprem Segmenti Boyunca Fay Zonu Özellikleri						
Gözlem Alanı	Ana Kayma Zonu Doğrultusu	Kataklastik Zon Genişliği (m)	Hasar Zonunun Geometrik Özellikleri	Fay Çekirdeğinin Geometrik Özellikleri	Fay Zonunun Maksimum Yaşı (yıl)	Fay Zonunun Minimum Yaşı (yıl)
Sultanbey	K80°-85°D	350	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 110 m, güney blok genişliği 200 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 5-35 cm, gauç kalınlığı 3-4 mm	41.400 (Geç Pleyistosen)	4.140 (Orta Holosen)
Çaygökpınar	K65°-85°D	800	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 300 m, güney blok genişliği 500 m	Asimetrik çoklu çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 1 mm-10 cm, gauç kalınlığı 1 mm-10 cm	94.668 (Geç Pleyistosen)	9.384 (Erken Holosen)
Bürnük	K85°D	1050	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 550 m, güney blok genişliği 500 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 1 cm-5 cm, gauç kalınlığı 2-5 mm	124.200 (Geç Pleyistosen)	12.420 (En Geç Pleyistosen)
Yeniçağa	K74°-80°D	450 m	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 100 m, güney blok genişliği 350 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 1 mm-5 cm ve 2-50 cm, gauç kalınlığı 1-5 mm ve 1 mm-10 cm	53.268 (Geç Pleyistosen)	5.244 (Orta Holosen)
Kıraçtepe	K80°-85°D	900 m	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 450 m, güney blok genişliği 500 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 5 mm-30 cm, gauç kalınlığı 5 mm - 10 mm	112.332 (Geç Pleyistosen)	11.316 (Erken Holosen)
Hamamlı	K78°-81°D	870 m	Asimetrik hasar zonu, kuzey blok genişliği 170 m, güney blok genişliği 700 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 3 cm-4 cm, gauç kalınlığı 3 cm-4 cm	102.672 (Geç Pleyistosen)	10.290 (Erken Holosen)

1944 deprem segmenti boyunca 6 gözlem alanının kataklastik zonlarının belirlenmesi ve analizinde şu bulgular ortaya konulmuştur:

(1) Deprem segmenti boyunca faylanmaya bağlı kataklastik zonlar bölgedeki kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı ile mafik ortaç bileşimli volkanik kayalarda gelişmiştir. Kataklastik zonların genişliği 350 m ile 1050 m arasındadır. KAFZ boyunca 1944 deprem segmentinin litoloji özelliği ve kataklastik zon genişliği bakımından Atakama Fay Sistemi (Şili), Mattinata Fayı ve Presenzano Fayı (İtalya) ile korele etmek mümkündür.

(2) Kataklastik zonları oluşturan fay çekirdekleri Çaygökpınar alanı dışında tekli çekirdek oluşumu sunmakta olup fay çekirdeği genişliği/kalınlığı 1 mm ile 50 cm arasında değişmektedir (Çizelge 6.1). Kataklastik zonların hasar zonları kuzey ve güney bloklarda farklı genişlik/kalınlıklara sahip olup 100 m ile 700 m arasında değişmektedir. Kataklastik zon genişliği içerisinde güney blok hasar zonları kuzey blok hasar zonlarına göre daha geniş yayılımlara sahiptir. Bu durum 1944 deprem segmentini temsil eden kataklastik zonun asimetrik karakterde geliştiğini ortaya koyar

1943 deprem segmenti boyunca dört farklı alanda gerçekleştirilen incelemelerde Alıç, Özboyu, Tahtaköprü ve Arslantaş bölgelerinde kataklastik zon gelişimleri tanımlanmıştır (Şekil 6.3, Çizelge 6.2). Alıç gözlem alanında kataklastik zon mafik bileşimli volkanitlerde gelişmiştir. Alanda bulunan metamorfitle de faylanmadan etkilenmesine karşın kataklastik zon gelişimleri genelde örtülüdür. Volkanitlerde faylanmaya bağlı gelişen fay çekirdeği tekli çekirdek karakterinde ve yaklaşık 30 cm genişliğe sahiptir. Bu kesimin her iki bloktaki hasar zonu genişliği 730'm ye ulaşmaktadır (Şekil 6.3).

Özboyu bölgesi kataklastik zonun tipik geliştiği kesimdir. İç yapısı itibariyle ayırt edilebilir farklı özellikler sunar. Faylanma bölgedeki metamorfik kayaları etkilemiştir. Geniş ve çoklu çekirdek oluşumu ile dikkat çekicidir. Fay çekirdeğinin genişliği yaklaşık 50 m'dir. Tahtaköprü gözlem alanını etkileyen faylanma hem temel kayaları hemde genç çökelleri etkilemiştir. Kataklastik zon gelişimi özellikle temel kaya litolojilerinde karakteristiktir. Zon metabazit ve metakarbonatların oluşturduğu metamorfik kaya üzerinde gelişmiştir. Kataklastik zon tekli çekirdek ile temsil olmakta

olup fay çekirdeği genişliği 1 ile 30 cm arasındadır. Zonun hasar zone genişliği 100 m-150 m dir (Şekil 6.3). Segmentin daha doğu kesiminde yer alan Arslantaş gözlem alanında kataklastik zonun geliştiği egemen litoloji türü kireçtaşıdır. Kataklastik zon tekli fay çekirdeği ile temsil olmakta olup 35 cm genişliğe sahiptir. Fay çekirdeği 200 m ile 450 m genişliğinde hasar zonları ile sınırlanır (Şekil 6.3, Çizelge 6.2).

Çizelge 6.2 1943 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarından elde edilen kataklastik zona (fay çekirdeği ve hasar zone) ait veriler

1943 Deprem Segmenti Boyunca Fay Zonu Özellikleri						
Gözlem Alanı	Ana Kayma Zonu Doğrultusu	Kataklastik Zon Genişliği (m)	Hasar Zonunun Geometrik Özellikleri	Fay Çekirdeğinin Geometri Özellikleri	Fay Zonunun Maksimum Yaşı (yıl)	Fay Zonunun Minimum Yaşı (yıl)
Alıç	K50°-78°D	730 m	Asimetrik hasar zone, kuzey blok genişliği 330 m, güney blok genişliği 400 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 30 cm, gauç kalınlığı 3 cm	133.925 (Orta Pleyistosen)	13.475 (En Geç Pleyistosen)
Özboyu	K67°-80°D	890 m	Asimetrik hasar zone, kuzey blok genişliği 320 m, güney blok genişliği 520 m	Asimetrik çoklu çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği ~50 m, gauç kalınlığı 10 cm-30 cm	163.075 (Orta Pleyistosen)	16.284 (En Geç Pleyistosen)
Tahtaköprü	K85°-88°D	250	Asimetrik hasar zone, kuzey blok genişliği 100 m, güney blok genişliği 150 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 1cm-30 cm , gauç kalınlığı 5 cm	45.925 (Geç Pleyistosen)	4.675 (Orta Holosen)
Arslantaş	K82°-85°D	650	Asimetrik hasar zone, kuzey blok genişliği 200 m, güney blok genişliği 450 m	Asimetrik tekli çekirdek oluşumu, fay çekirdeği genişliği 4cm-35 cm, gauç kalınlığı 1 mm-5 cm	119.075 (Geç Pleyistosen)	11.825 (Erken Holosen)

1943 deprem segmenti kataklastik zon oluşumları incelemeleri şöylesi bulgulara işaret etmektedir:

(1) 1943 deprem segmenti kataklastik zon oluşumları kısmen 1944 deprem segmenti kataklastik zonları ile korele etmek mümkündür. Segment boyunca gelişen kataklastik

zon genişlikleri 250 m ile 890 m arasındadır (Şekil 6.3, Çizelge 6.2). Özellikle Özboyu bölgesinde fay çekirdeği gelişimi çoklu karakterde ve toplamda yaklaşık 50 m genişliktedir. Böylesi gelişim bölgedeki litoloji türü ve önceki faylanmalarla yakın ilişkilidir. Yer kabuğunda önemli fay zonları arasında olan Carboneras fayı (İspanya) ve Median Tektonik Hattı (Japonya) fay çekirdek gelişimleri ile benzerdir. Yine Alıç bölgesi fay çekirdeği San Andreas Fay Zonundaki Punch Bowl ve San Gabriel fayları boyunca gelişen fay çekirdekleri benzerlik göstermektedir.

(2) Segment boyunca belirlenen hasar zonları ise 100 m ile 520 m arasındadır. Kayma düzlemine ve/veya fay çekirdeğine göre ayrımlanan güney hasar zonlu göreceli olarak kuzey hasar zonuna göre daha geniş yüzeylemeler sunar. Bu durum KAFZ içerisinde 1943 deprem segmenti boyunca faylanmaya bağlı kataklastik zon oluşumunun asimetric gelişim geometrisine sahip olduğunu ve güney bloğun kuzey bloğa göre göreceli olarak daha geniş alanlarda deforme olduğunu ortaya koyar.

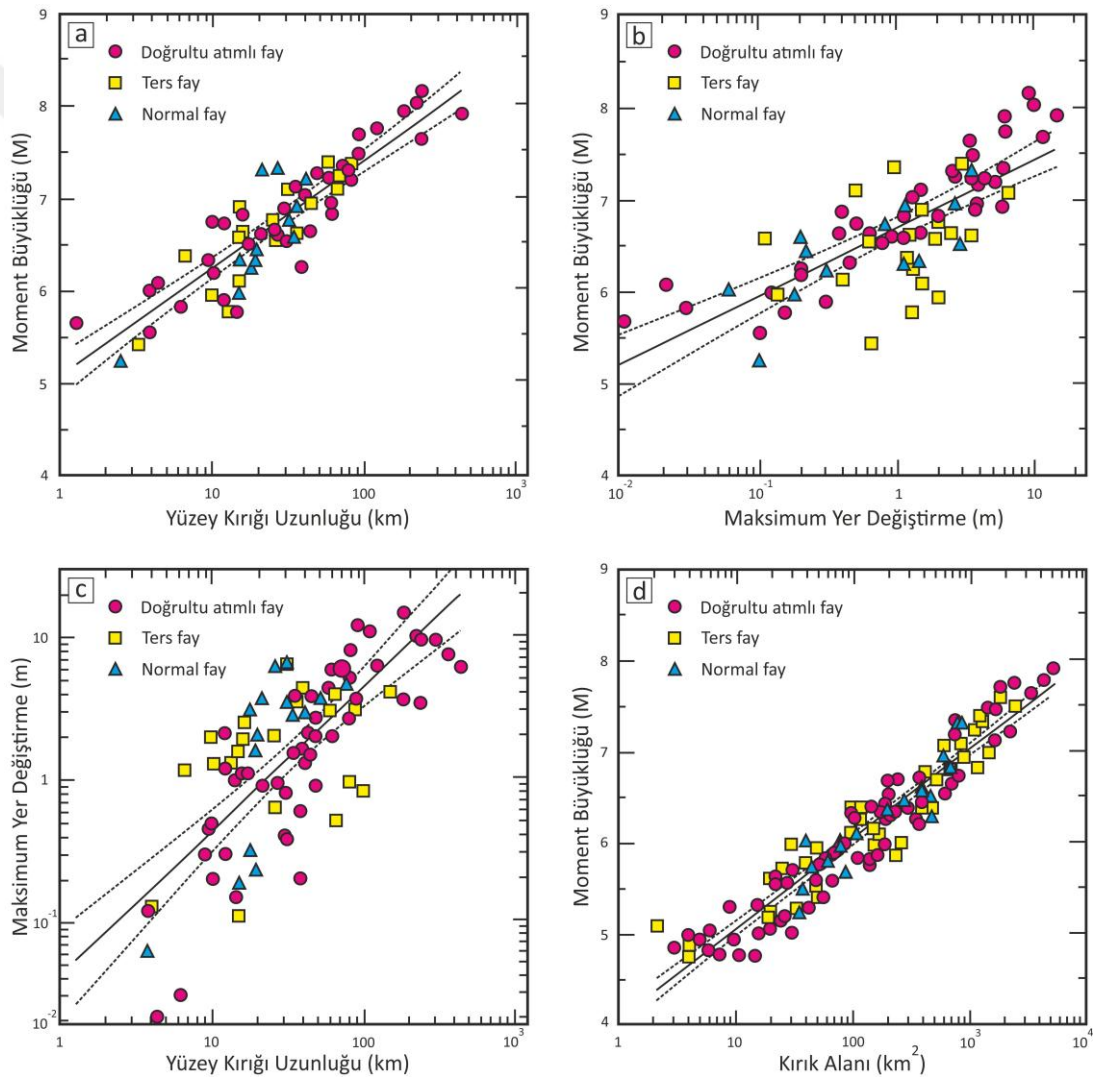
1944 ve 1943 deprem segmentindeki kataklastik zon kalınlıkları karşılaştırıldığında 1944 deprem segmentinde gelişen fay çekirdek kalınlıklarının daha az, hasar zonlu genişliklerinin ise daha fazla olduğu görülür (Şekil 6.3).

6.4 1944 ve 1943 Deprem Segmentleri Yer Değiştirme Miktarlarının Kataklastik Zon Yardımıyla Belirlenmesi

Depremin büyüklüğü (magnitüdü), kırığın boyu, kopma genişliği, kopma alanı ve yer değiştirme arasındaki ilişki bir bölgedeki sismik hasar analiz (deterministik ve probabilistik) için önemlidir (Wells ve Coppersmith 1994). Depremin büyüklüğü, kırık uzunluğu ve yer değiştirme miktarı gelecekte oluşabilecek depremlere yönelik tahminlerde bulunma olanağı sağlar. Aktif fay zonlarındaki detay çalışmalarda (jeolojik ve paleosismolojik) kaynak parametrelere odaklanır. Wells ve Coppersmith (1994) depremin büyüklüğünü kayma tipinin bir fonksiyonu olarak yorumlar ve kırık uzunluğunu depremin büyüklüğü ile ilişkilendirir. Yer kabuğunda oluşmuş farklı faylanma türlerinde M 4.5 ve üzerindeki toplam 421 tarihsel ve aletsel dönem depremleri ile meydana gelen yer değiştirme miktarları, yüzey kırık uzunlukları, deprem

büyüklikleri ve kırılanma alanları arasındaki ilişkiler farklı grafikler ile ortaya konulmuştur (Wells ve Coppersmith 1994) (Şekil 6.4).

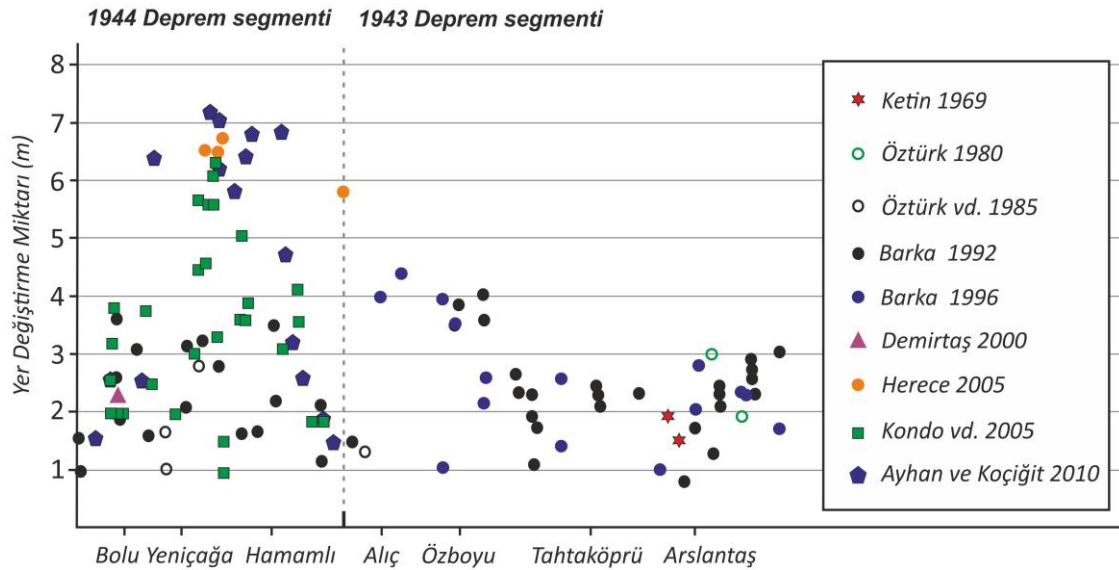
Kaymanın tipi ve faylanmanın sili deprem büyüklüğünü ve kopma parametrelerini korele etmede önemli olmaktadır. Kayma miktarı odak derinliği ve bölgenin jeolojik özellikleri ile ilişkilidir. Yüzey kırığı, birincil veya ikincil kırık olarak gelişebilmektedir. Birincil yüzey kırıkları tektonik kopma koşullarında 6.5 ve üzeri büyüklükteki depremler ile meydana gelir (Wells ve Coppersmith 1994), (Şekil 6.4).



Şekil 6.4.a. Moment büyüklüğünün yüzey kırığı ile ilişkisi, b. Moment Büyüklüğünün maksimum yer değiştirme ile ilişkisi, c. Maksimum yer değiştirmenin yüzey kırığı uzunluğu ile ilişkisi, d. Moment büyüklüğünün kırık alanı ile ilişkisini gösterir grafikler (Wells ve Coppersmith 1994)

Fayın kopma ve yer değiştirme sürecini sismisite ve sismik kayma davranışı ile ilişkilendirmek mümkündür. 6.0-6.9 büyüklüğündeki bir deprem 15-20 km uzunluğunda fayın aktivitesini sağlarken böylesi bir aktivitede en fazla 1 m yer değiştirme gerçekleşir (Wells ve Coppersmith 1994, Fossen 2010) (Şekil 6.4.a, b, c). 7.0 ve üzeri büyüklükteki bir deprem ile 120-500 km uzunluğunda fay kırığı meydana gelebilir; böylesi durumda meydana gelen en fazla yer değiştirme miktarı 15 m'ye kadar ulaşabilmektedir (Şekil 6.5.a, b, c). Bu da kilometrelerce yer değiştirmenin tanımlandığı bir faylanmada yüz ve üzeri depremlerin meydana gelmesi demektir. 7 ve üzeri büyüklüklü depremin kırık/kopma alanının ise 1000-6000 km² arasında olması beklenir (Şekil 6.4.d).

1 Şubat 1944 Bolu-Gerede depremi (Ms 7.3) ile 180 km uzunluğunda yüzey kırılanması meydana getirmiştir. Deprem ile birlikte oluşan yüzey kırılanmalarının gösterdiği yatay yer değiştirme miktarları jeolojik verilere göre 1.5 m ile 6.5 m arasında değişirken jeodezik verilere göre 7.16-7.41 m kadar ulaşmaktadır (Örn. Ketin 1957, Taşman 1944, Ketin 1969, Allen 1969, Ambreseys 1970, Öztürk vd. 1985, Wells ve Coppersmith 1994, Herece 2005, Kondo vd. 2005, Ayhan ve Koçyiğit 2010) (Şekil 6.5).



Şekil 6.5 1944 ve 1943 depremlerinde meydana gelen yer değiştirme miktarları

26 Kasım 1943 Tosya depremi (Ms 7.6) ise 280 km uzunluğunda yüzey kırılanması ile tanımlanır (Ketin 1969). 1943 depremi ile birlikte oluşan yüzey kırılanmalarının

gösterdiği yatay yer değiştirme miktarları jeolojik verilere göre 1.5-4.5 m dir (Ketin 1969, Öztürk 1980, Barka 1992, 1996, Wells ve Coppersmith 1994, Emre vd. 2010) (Şekil 6.5).

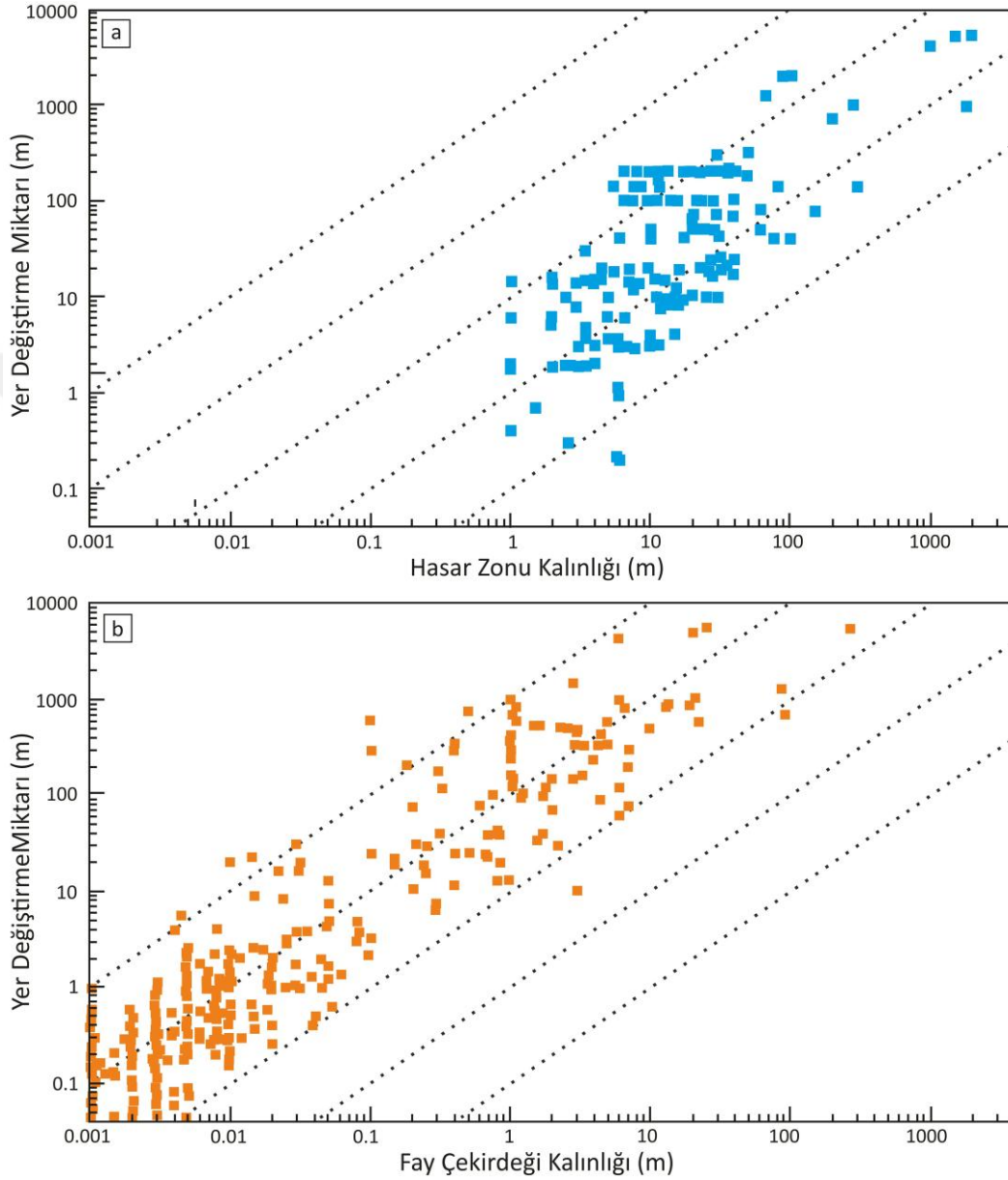
Yer değiştirme miktarları ile kataklastik zonun (fay çekirdeği, hasar zonu) kalınlığı arasındaki ilişki pek çok çalışmada irdelenmiştir (Şekil 6.6, 6.7). Kataklastik zonun kalınlığı yer değiştirme miktarı ile doğru orantılı olarak değişmektedir. Şekil 6.6.a, b dünyanın farklı bölgelerinde gelişen hasar zonu ve fay çekirdeği kesimlerinin yer değiştirme ile olan ilişkisini göstermektedir (Fossen 2010). Faydaki 10 cm ve üzerindeki yer değiştirme 1 m ve üzerindeki kalınlıklarda hasar zonu gelişimini meydana getirebilir (Şekil 6.6.a). Grafikte verilerin en yoğun olduğu 1-300 m arası hasar zonu gelişim kesimleri ve yer değiştirme miktarları sağlıklı sonucun alınabileceği kesimler olarak düşünülür.

10 m ile 100 m arasındaki genişliklerdeki hasar zonları 3 m ile 300 m arasında değişen yer değiştirme miktarları ile gelişir. Fay çekirdeği kesiminde ise mm boyutundan 1 cm kalınlığa kadar olan fay çekirdeği kalınlığı 10 cm ile maksimum 30 m yer değiştirmeler arasında beklenir. 1cm ile 1 m arasında gelişen çekirdek kalınlıklarını ise 2 m-1 km arasındaki yer değiştirmelerde gelişebileceği öngörülür (Fossen 2010).

1944 deprem segmenti boyunca gözlem alanlarında gelişen kataklastik zonun meydana gelmesinde etkili olan yer değiştirme miktarları literatürde ortaya konulan çalışmalar ile ilk kez deneştirilerek hesaplanmıştır. Hesaplamalar Şekil 6.6'da verilen logaritmik grafikte sunulan ve verilerin yoğunluk gösterdiği kesimler esas alınarak iki farklı değerlendirme sınırı belirlenmiştir.

Bu sınırlardan ilki 3 m yerdeğiştirme ile maksimum 10 m hasar zonunun gelişiminin ikincisi ise 300 m yerdeğiştirme ile maksimum 100 m hasar zonu gelişiminin meydana gelebileceğidir. Bu esasa dayandırılarak 1943 ve 1944 deprem segmentlerindeki tipik bazı gözlem alanları için maksimum ve minimum toplam yerdeğiştirme miktarları belirlenmiştir. 1944 deprem segmenti boyunca Bolu bölgesinde gözlenen kataklastik zonlardan GY-1'de 105 m-1050 m, GY-2'de 240 m-2400 m, GY-5'de 240 m-2400 m,

Yeniçağa bölgesinde GY-7’de 135 m-1350 m, Hamamlı bölgesinde GY-8’de 285 m-2850 m ve GY’9 da 261 m-2610 m en az ve en fazla toplam yer değiştirme miktarları belirlenmiştir.

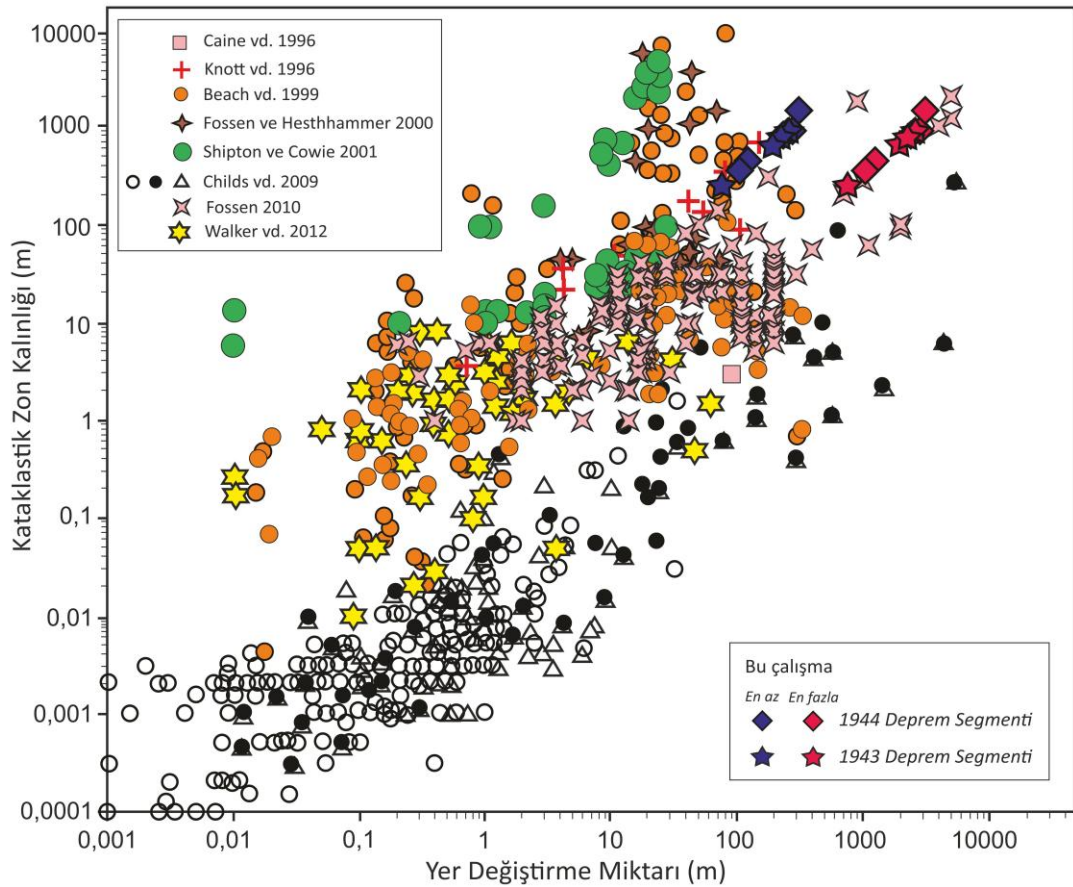


Şekil 6.6 Yerkabuğunda farklı fay zonlarında gelişen kataklastik zonlara ait a. çekirdek ve b. hasar zonu kalınlıklarının yer değiştirme ile ilişkisini gösterir grafikler (Fossen 2010’dan alınmıştır)

1943 deprem segmenti boyunca hesaplanan toplam yer değiştirme miktarları Alıç bölgesinde (GY-1) 219 m-2190 m, Özboyu bölgesinde (GY-2) 267 m-2670 m, Tahtaköptü bölgesinde (GY-3) 75 m-750 m ve Arslantaş bölgesinde (GY-4) ise 195 m-

1950 m olarak hesaplanmıştır. Her bir gözlem alanı için hesaplanan en az ve en fazla yer değiştirme miktarları logaritmik artış göstermektedir. Bu toplam yer değiştirme miktarları morfotektonik çalışmalarda belirlenen sağ yanal dere ötelenme miktarları ile de uyumludur.

Dünyanın farklı bölgelerinde gelişen kataklastik zonlara ait kalınlık ve yer değiştirme miktarlarına göre hazırlanmış grafik Şekil 6.7 olarak verilmektedir. Grafik farklı litolojileri (magmatik, sedimanter, metamorfik kayalar) etkileyen farklı karakterde gelişen fay zonlarının kataklastik zonlarına ait veriler ile oluşturulmuştur. Grafiğe bu çalışma kapsamında 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca gelişen kataklastik zon (hasar zonu, fay çekirdeği) kalınlıkları ile yer değiştirme miktarları da işlenmiştir (Şekil 6.7).



Şekil 6.7 Yer kabuğunda farklı fay zonlarında yer değiştirme miktarları ile kataklastik zonlar arasındaki korelasyonu gösterir grafik

1944 ve 1943 deprem segmentlerinde en fazla toplam yer değiştirme miktarları kırmızı renkle ve en az toplam yer değiştirme miktarları ise mavi renkli farklı simgeler ile belirtilmiştir

1944 ve 1943 deprem segmenti boyunca elde edilen kataklastik zon verileri en fazla ve en az yer değiştirme değerlerine göre en fazla yer değiştirme değerleri ile meydana gelen kataklastik zon kalınlığının kendi içerisinde, en az yer değiştirme ile meydana gelen kataklastik zon kalınlığının ise kendi içerisinde doğrusal artış gösterdiği görülmektedir. Verilerin doğrusal dizilimi 1944 ve 1943 deprem segmentlerinin göreceli olarak korele edilebileceğine işaret eder (şekil 6.7).

6.5 1944 ve 1943 Deprem Segmentlerinde Faylanma Yaşları

Fay zonlarının doğasını anlamamanın önemli bölümlerinden biri faylanmanın ve/veya fay hareketinin yaşlandırılmasıdır. Fay zonlarının yaşlandırılmasında faylanma ile ilişkili havza okellerinin korelasyonu ve/veya havza okellerinden elde edilen paleontolojik ve palinolojik yaşlar önemlidir (Benda 1971, Barka 1984, şaroğlu vd. 1995). Bu yaşlara buradaki volkanitlerden elde edilen izotopik yaşlar da önemli katkı sağlar (Keller vd. 1992, Toprak vd. 1996, Wilson vd. 1997, Tankut vd. 1998, Adıyaman vd. 2001). Yine okellerden elde edilen radyokarbon yaşları da faylanmanın göreceli yaşlandırılmasında bazı yaş sınırlamaları sağlamaktadır. Faylanma ile ilişkili karbonat okelilerinin yaşlandırılması, sismik olaylar sırasında fay zonlarının gelişim sürecini ve paleosismik olayları anlamada büyük öneme sahiptir. Bu kapsamda U-serisi metodu ile elde edilen yaşlar fay zonlarındaki sin-tektonik ve post-tektonik süreçleri anlamamıza olanak sağlamaktadır. Buna göre faylanma ile ilişkili karbonat (kalsit) okelinde sıvının kaynağı, sıvı türü, sıvının dolaşım mekanizması ve zamanla ilişkisi önemlidir (Nuriel 2014). Sıvının kaynağı ve g mekanizması duraylı izotoplar, stronsiyum izotopları ve nadir toprak elementlerinin konsantrasyonu ile ilişkilidir. Faylanma ile ilişkili kalsit okelisinin oluşması sıvı kökeni ve g mekanizması içerisinde; (1) depremle hareketlenen sıvılar (earthquake-mobilized fluids) (Uysal vd. 2007, 2011), (2) baskılanmış zeltiller (pressurized solution) (Gratier vd. 2002, Nuriel vd. 2012), (3) karbonatlı yan kayaların meteorik su ile etkileşimi (meteoric water interacting with host-rock carbonates) (Labaume vd. 2004, Nuriel vd. 2011, 2012, Verhaert vd. 2003, 2004) ve (4) pek çok kaynağın karışımı (mixing of several sources) (Boles ve Grivetti 2000, Verhaert vd. 2009) ile ilişkili olabilir. Ayrıca sin-tektonik ve post-tektonik kalsit oluşumlarında jeokimyasal-izotopik izler aynı bölgede veya aynı

örnekte çok farklı olabilir ve farklı oluşum mekanizmalarını da yansıtabilir (Nuriel 2014). Bu nedenle verilerin arazi çalışmaları ile korele edilerek doğru yorumlanması gerekmektedir. Aynı alandaki sin-tektonik ve post-tektonik yaş verileri sismik ve intersismik fay aktivitesine ışık tutabilir. C ve O izotopları, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı, nadir toprak elementleri ve Yttrium (REY) deseni çeşitli çökelim mekanizmasını gösterir (Nuriel vd. 2012). Bu mekanizmaya fay zonlarındaki sin-tektonik (kalsit çimento, fay çizgiselliği), kosismik (damar, fay gaucu), intersismik (kalsit sıvaması) oluşumlar eşlik eder.

Barka ve Hancock (1984)'a göre KAFZ Tortoniyen sonunda (~7 My) oluşmaya başlar. Zonun ana fayının önceki zon oluşumlarını etkileme yaşı Pliyosendir. Bu durum genel anlamda pek çok çalışma ile uyumludur (McKenzie 1970, Tokay 1973, Seymen 1975, Ketin 1976, Şengör 1979, Şengör ve Canitez 1982, Dewey vd. 1986, Barka ve Kandisky-Cade 1988, Toprak 1988, Barka ve Gülen 1989, Barka 1992, Bozkurt ve Koçyiğit 1995, Barka vd. 2000, Yaltırak vd. 2000). Bozkurt (2001) tüm bu çalışmalardan zonun oluşum yaşını ~5 Ma (Pliyosen) olarak önerir. Ünay vd. (2001)'nin KAFZ'nin batı kesiminde fayla ilişkili havzadaki fosil bulgusu (en geç Pliyosen) Pliyosen yaşını destekler görünmektedir. Gautier vd. (1999) zonun oluşum yaşını doğu kesimde Geç Miyosen (16 My) veya daha yaşlı, batıda ise Erken Pliyosen' den (3 My) daha genç olarak yorumlar. Bu yaş önerisi Chorowichz vd. (1999)'nin verileri ile uyumlu gibi görünse de Chorowichz vd. (1999)'e göre, KAFZ Erken Miyosen-Pliyosen sürecinde batıdan başlayıp doğuya doğru hareket etmiştir. Şengör vd. (2004) önceki görüşlerine paralel olarak KAFZ'nin doğuda Serravaliyen (13-11 My) döneminde oluşmaya başladığını ve batıda Marmara denizine ancak 200.000 yıl önce ulaşmış olacağı görüşündedir. Bunların dışında KAFZ'nin yaşını Oligosen hatta en Geç Paleosen (57-26 My)'e kadar indiren çalışmalarda literatürde yer almaktadır (Zattin vd. 2005, Uysal vd. 2006, Mutlu vd. 2010).

Fay kayalarının izotopik yöntemlerle (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr) yaşlandırılması son yıllarda fay zonlarının yaşını belirlemede kullanılmaktadır (Vrolijk ve van der Pluijm 1999, van der Pluijm 2001, Uysal vd. 2006, Mutlu vd. 2010, Işık vd. 2014a). Özellikle fay gaucu bu tür çalışmalarda iyi sonuçlar vermektedir. Bunun nedeni faylanma sırasında gelişen ve hareketin zamanını kaydeden kil minerallerinin (illit) gauç içerisinde oluşmasıdır.

1944 ve 1943 deprem segmentinden alınan karbonat örneklerinin ortalama $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri nispeten geniş bir dağılım göstermektedir. 1943 segmentine ait örnekler nispi olarak yüksek karbon ($\delta^{13}\text{C}$) (‰3.03 ile ‰5.27 arasında) ve oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) (‰-7.27 ile ‰-4.29 arasında) ile temsil edilmektedir. Buna karşın 1944 segment örnekleri ise nispi olarak düşük karbon ($\delta^{13}\text{C}$) (‰-7.77 ile ‰2.09 arasında) ve oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) (‰-14.07 ile ‰-7.71 arasında) ile karakteristiktir. 1944 ve 1943 deprem segmentlerinden alınan örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları, 12KAFZ-06 numaralı örnek dışında (0.709419), 0.707383 ile 0.707732 arasında dar bir aralıkta değiştiği görülür. Elde edilen sonuçlardan en düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı olan 0.707383 değeri Senozoyik dönemi karbonatları (McArthur vd. 2012) ile kıyaslandığında ise değer düşük kalmaktadır. Nadir Toprak element (NTE) analiz sonuçları kondrite göre normalize edilmiş diyagramlarında her iki segment örneklerinin negatif Ce ve pozitif Y anamolileri, NTE profilleri bölgedeki kaya bileşimlerine işaret etmektedir. NTE davranımı duraylı izotop verilerinden öngörülen manto kökenli magma akışkanı ve az oranda meteorik akışkan etkisini gösterir. Bu bulgu 1944 ve 1943 deprem segmenti boyunca oluşan faylanmaların magma kökenli gazların hareketine olanak tanıyacak ölçüde derinlere uzandığına işaret etmektedir.

Her iki segment içerisinde özellikle aktif faylanmaların yaşlarını belirlemek için kataklastik zonlar içerisinde damar ve/veya sliktolit örneklerinden U-serisi yaşlandırma yapılmıştır. Buna göre 1944 deprem segmenti boyunca Bolu ve Hamamlı bölgeleri karbonat örnekleri analiz sonuçları hata payları göz ardı edilmeksizin 780.000 yıl ile 1.700 yıl arasında faylanmaların geliştiğini ortaya koymaktadır. Yine 1943 segmenti boyunca Özboyu ve Arslantaş bölgelerinden alınan karbonat örneklerinin analiz sonuçları hata payları göz ardı edilmeksizin faylanma yaşları 778.000 yıl ile 489.000 yıldır. Her iki segment için bu yaş aralığı Orta Pleyistosen-Geç Holosene karşılık gelir. Hata payları yüksek olanlardan arındırıldığında 1944 ve 1943 deprem segmenti boyunca faylanmaya yönelik elde edilen en büyük yaş 105.000 yıl, en küçük yaş 1.700 yıldır. Bu yaşlar aynı zamanda bölgedeki somut paleosismisite yaşıdır. Bir başka ifade ile U-serisi yaşları ile her iki segmentteki fayların aktivitesi ve/veya oluşumunu Geç Pleyistosen-Geç Holosen olarak verir. Aynı yaşlandırma yöntemi verilerinden fayların yaşını Orta Pleyistosene kadar indirmek mümkündür (Şekil 6.8.a, b)

1944 ve 1943 deprem segmentleri içerisinde bu çalışma ile belirlenen kataklastik zonların iç yapı ve geometri özelliklerine yönelik bazı hesaplamalar ile segmentteki faylanma yaşlarının belirlenmesini mümkün kılmaktadır. Buna göre;

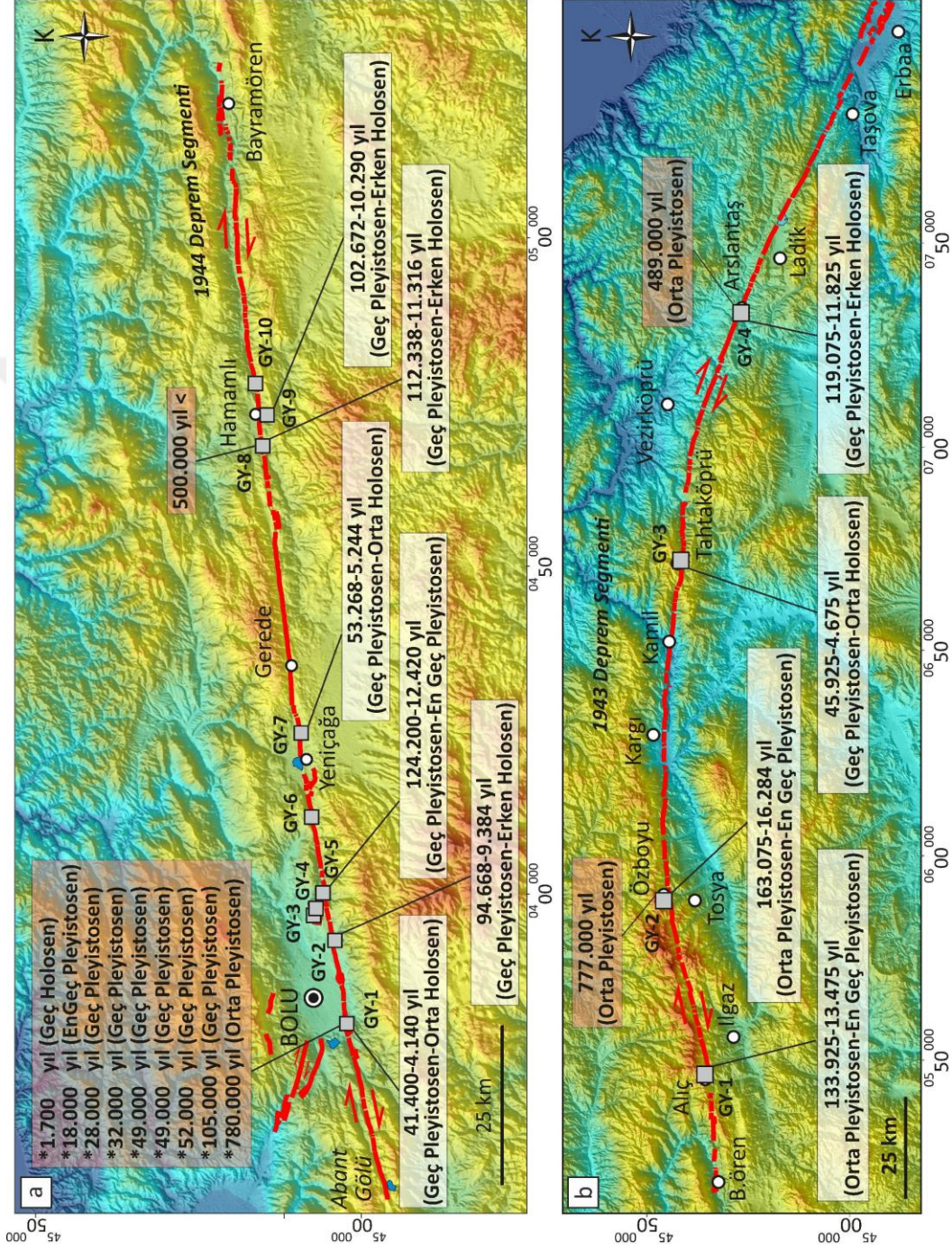
1944 depremi 7.3 (Ms) büyüklüğünde meydana gelmiş ve zon boyunca en fazla 7 m yer değiştirme ölçülmüştür (Şekil 6.5). Segmentteki kataklastik zon kalınlıklarından en az ve en fazla toplam yer değiştirme miktarları bu çalışma ile ortaya konulmuştur (Şekil 6.7). Bu bulgular segmenti oluşturan faylanmalardaki yer değiştirme miktarları ve ilişkili kataklastik zon gelişimi olası deprem sayılarını vermektedir. Buna göre Bolu bölgesindeki GY-1 gözlem yeri 15-150 depremle (en az-en fazla), GY-2 gözlem yeri 34-40 depremle, GY-5 gözlem yeri 45 veya 450 depremle temsil olmaktadır. Yeniçağa bölgesinde GY-7 gözlem yerinde 19 veya 193 deprem, Hamamlı bölgesi GY-8 gözlem yerinde 41 veya 407 deprem ve GY-9 gözlem yerinde ise 37 m-372 m depremin gelişmiş olması kuvvetli ihtimaldir. 1944 deprem segmentinde büyüklüğü 7 ve üzeri büyüklükte deprem tekraralanma aralığı yaklaşık 276 yıldır. Tüm bu bulgular bağıntı olarak değerlendirildiğinde Bolu bölgesi GY-1 gözlem yerindeki faylanma yaşı 41.400-4.140 yıl (Geç Pleistosen-Orta Holosen), GY-2 gözlem yerindeki faylanma yaşı 94.668 -9.384 yıl (Geç Pleistosen-Erken Holosen) ve GY-5 gözlem yerinin faylanma yaşı 124.200 -12.420 yıl (Geç Pleistosen-En Geç Pleistosen) olarak hesaplanmıştır. Segmentin Yeniçağa bölgesi (GY-7) için 53.268-5.244 (Geç Pleistosen-Orta Holosen) ve Hamamlı bölgesi GY-8 gözlem yerinde 112.332-11.316 (Geç Pleistosen-Erken Holosen), GY-9 gözlem yerinde ise 102.672-10.290 yıl (Geç Pleistosen-Erken Holosen) olarak belirlenmiştir. Hesaplanan faylanma yaşları KAFZ'nin 1944 deprem segmentinin Geç Pleistosen'den beri (124.200 yıl) aktif olduğunu ortaya koyar.

Kataklastik zon kalınlığı ve yer değiştirme miktarları 1943 deprem segmentindeki faylanmalar için de yapılmıştır. Buna göre 23 Kasım 1943 depremi 7.2 (Ms)-7.6 (Mw) büyüklüğünde meydana gelmiş ve meydana gelen depremde maksimum 4.5 m yer değiştirme ölçülmüştür (Şekil 6.5). Alıç bölgesinde (GY-1) belirlenen kataklastik zon 49 veya 487 depremle, Özboyu bölgesinde (GY-2) 59 veya 593 depremle, Tahtaköprü bölgesinde (GY-3) 17 veya 167 depremle ve Arslantaş bölgesinde (GY-4) ise 43 veya 433 depremle temsil olması gerekir. Böylesi büyük depremlerin segmentin bu

kesimindeki tekrarlama aralığı yaklaşık 275 yıldır. Deprem tekrarlama aralığı kataklastik zonların göreceli yaşını GY-1 gözlem yerinde 133.925-13.475 yıl (Orta Pleyistosen-En Geç Pleyistosen), GY-2 gözlem yerinde 163.075-16.284 yıl (Orta Pleyistosen-En Geç Pleyistosen), GY-3 gözlem yerinde 45.925-4.675 yıl (Geç Pleyistosen-Orta Holosen) ve GY-4 gözlem yerinde 119.075-11.825 yıl (Geç Pleyistosen-Erken Holosen) olarak verir. Hesaplamalara dayalı bu yaşlar 1943 deprem segmentinin Orta Pleyistosen beri (163.075 yıl) aktif olduğunu ortaya koyar.

Hesaplamalar kataklastik zonun sadece fay çekirdeği kalınlığına yönelik olarak da yapılabilir. Ancak elde edilecek yaşların tüm kataklastik zonun gelişimini temsil etmesi zor görünmektedir. Bunun en önemli nedeni faylanma sırasında fay çekirdeğini temsil eden gauç türü fay kayasının blokların hareketinde kayganlaştırıcı görevi görmesi ve her bir faylanma aktivitesi sırasında zonun genişliğinin artmasına diğer bir ifade ile çekirdek kesiminin aynı kesimi işleyerek fay çekirdeğinin yana doğru gelişim sürecinin engellenmesi söz konusu olmaktadır. 1944 ve 1943 deprem segmenti için hesaplanan göreceli yaşlar tarihsel ve aletsel deprem aktivitesi dışında sismik aktivitenin Orta Pleyistosen-Orta Holosen dönemini işaret etmektedir.

Çalışma kapsamında 1943 deprem segmentinin Özboyu bölgesinde (GY-2) yer alan gauç türü fay kayasından yaklaşık 45 My (13KAFZ-21) ve 75 My (13KAFZ-23) Rb-Sr yaşları elde edilmiştir. Bu sayısal değerler Lütésiyan (Orta Eosen) ve Kampaniyen (Üst Kretase) yaşları içerisinde yer almaktadır. Alınan örnekler KAFZ'nin aktif segmenti içerisinde aktif faylanmanın izlerinin bulunduğu kesimdir. Bu alan içerisinde bu tür yaşların bulunması bölgenin jeolojik tarihçesi bakımından olağandır. Elde edilen ~75 My yaşı bölgedeki metamorfik kayaların yüzeylemesi ile ilişkili olmalıdır. Kayma düzlemine daha yakın bir kesimden alınan 13KAFZ-21 nolu örnek ise ~45 My yaşını sunmaktadır. Bu yaş KAFZ'nin öngörülen oluşum yaşından oldukça farklıdır. Yaş bulgusu bölgesel ölçekte Türkiye'ye etkiyen deformasyon ile ilişkili olarak yorumlanmıştır.



Şekil 6.8 KAFZ'nin a. 1944 deprem segmenti boyunca elde edilen radyometrik yaşlar (pembe renkli kutular) ile kataklastik zonlardan elde edilen göreceli yaşların (beyaz renkli kutular) dağılımını gösterir haritalar

7. SONUÇLAR

Bu tez çalışmasına konu olan Kuzey Anadolu Fay Zonunun 1944 ve 1943 deprem segmentlerinin yapısal analizi, morfo-tektonik gözlemleri, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışma bulguları şu sonuçları ortaya koymaktadır:

1- 1944 ve 1943 deprem segmentlerini oluşturan faylanmalardaki gözlemler doğrultu atımlı fay zonlarının karakteristik özellikleri arasında yer alan sıkışmalı ve/veya genişlemeli bükülme ya da sıçramalı karaktere sahip geometrilerde olduğunu göstermektedir. Her iki segment benzer olarak saç örgüsü faylanma geometrisine sahiptir.

2- 1944 deprem segmenti 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede depreminin (Ms 7.3) yüzey kırığı oluşturduğu hattı temsil eder. Yaklaşık 180 km uzunluğa sahip 1944 deprem segmentini oluşturan faylar bölgedeki temel kayalar (Sakarya zonu ve Ofiyolit/Ofiyolitli melanj birimleri) ile havza birimlerini keser. Segment boyunca yer alan Bolu, Yeniçağa ve Çerkeş-Kurşunlu havzalarının çökelişi en azından bir kısım litolojileri segmenti temsil eden faylarla kontrol edilmektedir. Segment boyunca Bolu (Sultanbey, Çaygökpınar, Yenicepınar, Bürnük), Yeniçağa ve Hamamlı bölgeleri ayırdımlanarak değişen boyutlarda tipik kataklastik zonları (fay zonları) tanımlanmıştır.

3- 1944 deprem segmenti Bolu bölgesinde fayların egemen doğrultuları $K70^{\circ}$ - 89° D'dur. Eğimleri 63° - 88° aralığında olup büyük oranda kuzeybatı eğim yönüne sahiptirler; az oranda güneydoğu eğimli olanlarda bulunmaktadır. Bir kısım faylar ise D-B ve $K80^{\circ}$ - 87° B doğrultuludur. Yeniçağa bölgesinde, ana fayın doğrultusu $K67^{\circ}$ - 72° D'dur. Eğim miktarları 72° - 85° kuzeybatı yönündedir. Hamamlı bölgesinde ise fayların egemen doğrultuları $K60^{\circ}$ - 80° D'dur. Eğimleri 72° - 85° aralığında olup büyük oranda kuzeybatı yönündedir.

4- 1944 deprem segmenti dere ötelenmeleri, basınç sırtı, kapama sırtı, uzamış sırt, çizgisel vadi ve çöküntü gölü gibi tipik morfo-tektonik yapı gelişimlerine sahiptir.

Bunlar içerisinde dere ötelenme miktarları Bolu bölgesinde 436 m-1596 m, Yeniçağa bölgesinde 161 m-2103 m ve Hamamlı bölgesinde 137 m-1228 m olup segment boyunca meydana gelmiş toplam yer değiştirme miktarları ile ilgili önemli ip uçları vermektedir. Sağ yanal bu dere ötelenmeleri segment içerisindeki yer değiştirme miktarının 2103 m'den az olmayacağını ortaya koyar.

5- 1943 deprem segmenti 26 Kasım 1943 Tosya depreminin (Ms 7.2-Mw 7.6) yüzey kırığı uzanımını temsil eder. 280 km uzunluğundaki segment Sakarya zonu (Pontid zonu) ve Ofiyolit/Ofiyolitli melanj birimleri ile bölgedeki havza kayalarını keser. Segment boyunca yer alan Tosya, Kargı ve Ladik havzalarının litolojileri segmenti temsil eden faylarla kontrol edilmektedir. Segment boyunca Alıç, Özboyu, Tahtaköprü ve Arslantaş bölgelerinde gözlemler yapılmıştır.

6- 1943 deprem segmenti saç örgüsü faylanma geometrisine sahiptir. Alıç bölgesinde ana fayın doğrultusu $K50^{\circ}-78^{\circ}D$ olup eğimi $70^{\circ}-77^{\circ}$ güneydoğu dur. Özboyu bölgesinde $K67^{\circ}-80^{\circ}D$ doğrultulu fayın eğim miktarı ise $60^{\circ}-73^{\circ}$ aralığında kuzeybatı yöndedir. Tahtaköprü bölgesinde ana fay $K85^{\circ}-88^{\circ}D$ doğrultularda ve kuzeybatıya $78^{\circ}-86^{\circ}$ eğimlidir. Arslantaş bölgesinde ise $K80^{\circ}-85^{\circ}B$ doğrultu ve $70^{\circ}-75^{\circ}$ kuzeydoğuya eğim sunar.

7- 1943 deprem segmenti boyunca morfo-tektonik yapılar dere ötelenmeleri, çöküntü gölü, uzamış sırt ile karakterize olur. Ölçülen sağ yanal dere ötelenme miktarları Alıç bölgesinde 4.5 m-500 m, Özboyu bölgesinde 58 m-582 m, Tahtaköprü bölgesinde 108 m-517 m ve Arslantaş bölgesinde 76 m-1781 m aralığında değişmekte olup belirlenen maksimum yer değiştirme miktarı 1781 m dir.

8- Her iki segmenti oluşturan faylar değişen boyutlarda kataklastik zonlar (fay zonları) içermektedir. Bu zonlar fay çekirdeği ve hasar zonları ile temsil olmakta olup gauç, kataklasit ve breş türü fay kayalarından oluşmaktadır. Breşler egemen olarak mozayik ve kaotik türdedir. Kataklastik zon genişlikleri 1944 deprem segmentinde 350 m ile 1050 m 1943 deprem segmentinde 250 m ile 890 m arasındadır. Mezoskopik ve mikroskopik bulgular kataklastik zonların dolayısıyla segmentlerdeki faylanmaların

oluşumunu iki deformasyon mekanizmasının kontrol ettiğine işaret etmektedir. Bu deformasyon mekanizmaları (a) kataklazma deformasyon mekanizması ve (b) difüz kütle transferi deformasyon mekanizmasıdır. Tüm bu kataklastik deformasyon oluşukları, yerin sıg derinliklerine işaret etmektedir.

9- 1944 deprem segmenti içerisinde 172 adet kayma düzleminin kinematik ve dinamik analizi stres oranlarının (R değeri) 0.05 ile 0.77 arasında değiştiğini ortaya koymaktadır. R değeri ve elde edilen ana paleostreslerin konumları 1944 deprem segmentini temsil eden faylanmaların egemen saf doğrultu atım rejimde geliştiğini ve yersel verrev sıkışma ve verrev genişleme rejimlerinin de etkisini göstermektedir.

10- 1943 deprem segmenti boyunca ise 59 adet korunmuş kayma düzleminin kinematik ve dinamik analizi yapılmıştır. Segment boyunca alanların R değeri 0.03 ile 0.69 arasında değişmektedir. R değeri ve elde edilen ana paleostreslerin konumları 1943 deprem segmentinde egemen saf doğrultu atım rejimi etkisini yersel alanlarda ise verrev sıkışma rejimi etkisini göstermektedir.

11- 1944 ve 1943 deprem segmentlerinde faylanma ile ilişkili karbonat örnekleri 780.000 yıl ile 1.700 yıl arası U-Th serisi yaşları vermektedir. 780.000 yıl U-Th serisi yaşı KAFZ'nin 1944 ve 1943 deprem segmentleri boyunca Orta Pleyistosen'de aktif olduğuna işaret eder. Karbonat örneklerinin U-Th serisi yaş sonuçları hata payları yüksek olanlardan arındırıldığında 1944 ve 1943 deprem segmenti boyunca elde edilen en büyük yaş 105 bin yıl, en küçük yaş 1.7 bin yıl dır. Bu yaş aralığı, her iki segmentteki fayların aktivitesi ve/veya oluşumunu Geç Pleyistosen-Geç Holosen olarak verir. Kataklastik zon kalınlılığı ve yer değiştirme miktarlarından yapılan hesaplamalar 1944 deprem segmentinin Geç Pleyistosen döneminden beri (124.200 yıl), 1943 deprem segmentinin ise Orta Pleyistosen döneminden beri (163.075 yıl) aktif olduğunu ortaya koyar. Bu yaş verileri U-Th serisi faylanma yaşları ile korele edilebilmektedir (Şekil 6.8).

KAYNAKLAR

- Adıyaman, O., Chorowicz, J., Arnaud, O. N., Gündoğdu, M.N. and Gourgaud, A. 2001. Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data. *Tectonophysics*, 338, pp. 135-165.
- Aki, K. 1989. Elasticity and wave propagation: Principles, in *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. ed. D. E. James, Van Nostrand Reinhold Co., N. Y., 363-367.
- Akkiraz, M.S., Kayseri, M.S. and Akgün, F. 2008. Palaeocology of Coal-Bearing Eocene Sediments in Central Anatolia (Turkey) Based on Quantitative Palynological Data. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 317–360.
- Akyüz, H.S., Altunel, E., Zabcı, C., Sancar, T., Çakır, Z., Yalçınar, Ç. ve Gutsuz, P. 2009. Kuzey Anadolu Fay Zonu Üzerindeki Yedisu Sismik Boşluğu ve Karlıova Fayı (Bingöl) Üzerinde Paleosismolojik ve Morfotektonik Araştırmalar. 106Y174 Numaralı TÜBİTAK Projesi, 116 s.
- Allen, C.R. 1969. Active faulting in northern Turkey. *Div. Geol. Sci. Calif. Inst. Tech.*, Vol. Contr. No. 1577, p. 32.
- Allen, C.R. 1975. Geological criteria for evaluating seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 1041-1057.
- Allmendinger, R.W. 2015. FaultKinWin, a program for analyzing fault slip data for Windows™ computers, Version 7.4.1.
- Altınlı, İ.E. 1973. Bilecik Jurasıği. 50. Yıl yerbilimleri kongresi, *Tebliğler Dergisi MTA yayını*, 112-113.
- Ambraseys N.N. ve Zatopek, A. 1968. The Varto Üstükran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966 summary of a field report. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 47-102.
- Ambraseys N.N. 1969. Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics*, 9, pp. 143–65.
- Ambraseys, N.N. and Zatopek, A. 1969. The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59, 2, pp. 521-589.
- Ambraseys N.N. and Finkel C. 1988. The Anatolian Earthquake of 17 August 1668. In: W.H.K. Lee, H. Meyers, K. Shimazaki (eds), *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, Academic Press, London, 173-180.
- Ambraseys, N.N. 1970. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, pp. 143-165.

- Ambraseys, N.N. and Jackson, J. A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, 133, pp. 390–406.
- Ambraseys, N. 2009. *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900*. Cambridge University Press, 968 pp.
- Angelier J. and Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 19, 1309–1318. Paris.
- Angelier, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11, 37–50.
- Angelier, J. 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, 11, 1213-1218.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, 53–100.
- Anonim, 2015. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi (BDTİM). 1900-2015 yılları Arasında Meydana Gelen Deprem Verisi. <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/tr/>, Son Erişim tarihi: 12.11.2015.
- Anonim, 2015. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD), Deprem Dairesi Başkanlığı, 1900-2015 yılları Arasında Meydana Gelen Deprem Verisi. <http://www.deprem.gov.tr/>, Son Erişim Tarihi: 25.06.2015.
- Arca, M. S. 2004. Neotectonics and evolution of The Yeniçağa basin, Bolu – Turkey. Middle East Technical University, Msc Thesis, 105 pp.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., and Barka, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27, pp. 267-270.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.Z. 1975. Kuzey Anadolu Fay zonu bir paleo-benioff zonu olabilir mi?. *MTA Dergisi*, 84, 112-118.
- Attendorn, H.G. and Bowen, R. 1997. *Radioactive and Stable Isotope Geology*. Chapman and Hall. New York.
- Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913–930.
- Ayhan, E. M. and Koçyiğit, A. 2010. Displacements and kinematics of the February 1, 1944 Gerede Earthquake (North Anatolian Fault System, Turkey): Geodetic and geological constraints. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 285-311.

- Barka, A.A. 1981. Seismo - tectonic Aspects of the North Anatolian fault zone. Ph. D thesis. University of Bristol, 335 pp.
- Barka, A.A. 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonudaki Bazı Neojen Kuvanternler Havzalarının Jeolojisi ve Tektonik Evrimi Ketin Simpozyumu, pp. 209–227.
- Barka, A.A. and Hancock, P. L. 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault Zone, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Dixon, J. F., Robertson, A. M. F., (Eds.). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 17, pp. 763-774.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, pp. 663-684.
- Barka, A.A. and Gülen, L. 1989. New constraints on age and total offset on the North Anatolian Fault Zone: Implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region. In 1987 Melih Tokay Symposium, Spec., Publ., Middle-East Tech, Univ., 1-3, pp. 39-63.
- Barka, A.A. 1992. The North Anatolian Fault, Ann. Tectonicae, VI, pp. 164-195.
- Barka, A.A. 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. Bulletin of the Seismological Society of America, 86, pp. 1238-1254.
- Barka, A.A., Akyüz, H.S., Cohen, H.A. and Watchorn, F. 2000. Tectonic evolution of the Nizir and Taşova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian Block. Tectonophysics, 322, pp. 243–64.
- Beach, A., Welbon, A.I., Brockbank, P.J. and McCallum, J.E. 1999. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez rift. Petroleum Geoscience 5, 109-116.
- Benda, L. 1971. Grundzüge einer polen analytischen Gliederung des Türkischen Jungtertiars. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, heft 113, 46 p.
- Berg, S.S. and Skar, T. 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab Fault, SE Utah. Journal of Structural Geology, 27, 1803–1822.
- Bellier, O. Over, S. Poisson, A. and Andrieux, J. 1997. Recent Temporal Change in the Stress State and Modern Stress Field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey), Geophys. J. Int., 131,61-86.
- Bilginer, E., Pehlivan, Ş. ve Aksay, A. 2002. 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Bolu G-29 Paftası. MTA, No:36, 19 s.

- Billi, A., Salvini, F. and Storti F. 2003. The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779–1794.
- Billi, A. 2005. Grain size distribution and thickness of breccia and gouge zones from thin (<1 m) strike-slip fault cores in limestone. *Journal of Structural Geology*, 27, 1823–1837.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı, MTA Yayınları, s. 70-77.
- Blenkinsop, T. G. 2006. Kinematic and dynamic fault slip analyses: implications from the surface rupture of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Journal of Structural Geology*, 28, 6, pp. 1040-1050.
- Blumental, M.M. 1943. Şimal Anadolu zelzele sahasının jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan makro-sismik müşahadeler. *MTA Dergisi*, 33-58.
- Blumenthal, M.M. 1946. Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen grundzüge. *Ecl. Geol. Helv.*, 39, 277-289.
- Blumenthal, M.M. 1950. Beitrage zur geologie des landschttten am mittleren und underen Yeşilırmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar): MTA Yayl., Seri D, no. 4, Ankara.
- Bonilla, M.G. 1982. Evaluation of potential surface faulting and other tectonic deformation. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Open-File Report 82-732.
- Boles, J.R. and Grivetti, M. 2000. Calcite cementation along the Refugio/Carneros fault, Coastal California: a link between deformation, fluid movement and fluid-rock interaction at a basin margin. *Journal of Geochemical Exploration*, 69–70, 313–316.
- Bozkurt, E., and Koçyiğit, A. 1995. Almus Fault Zone: Its age, total offset and relation to the North Anatolian Fault Zone. *Turk. J. Earth Sc.*, 4, pp. 93-104.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, pp. 3–30.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Yiğitbaş, E. and Ottley, C.J. 2008. Proterozoic ophiolites and mafic-ultramafic complexes marginal to the Istanbul Block: an exotic terrane of Avalonian affinity in NW Turkey, *Tectonophysics*, 461, p.240-251.
- Bruhn, R.L., Parry, W.T., Yonkee, W.A. and Thompson, T. 1994. Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 142, 609–642.
- Brown, K.M. 1990. The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 8969–8982.

- Brune, J.N. 2001. Fault normal dynamic loading and unloading: An explanation for “non-gouge” rock powder and lack of fault-parallel shear bands along the San Andreas fault. *Eos (Transactions of the American Geophysical Union)*, v. 82, Fall Meeting Supplement, abstract S22B-0655.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028.
- Cerit, O. 1985. Mengen (Bolu) Yöresinin Jeolojik İncelenmesi II: Tektonik ve jeolojik evrim. *Yerbilimleri*, 12, p. 93–101.
- Cerit, O. 1990. Bolu Masifinin Jeolojik ve Tektonik İncelemesi. Hacettepe Üniversitesi, Doktora Tezi, 217s.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A. and Asmerom, Y. 2000. The Half-Lives of Uranium-234 and Thorium-230. *Chem. Geol.* 169, 17-33.
- Chester, F.M. and Logan, J.M. 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics* 124, 79–106.
- Chester, F.M., Evans, J.P. and Biegel, R.L. 1993. Internal structure and weakening mechanism of the S.Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research* 98, 771-786.
- Chester, F.M., Chester, J.S., Kirschner, D.L., Schulz, S.E. and Evans J.P. 2004. Structure of large-displacement, strike-slip fault zones in the brittle continental crust, in *Rheology and Deformation in the Lithosphere at Continental Margins*. edited by G. D. Karner et al., pp. 223 – 260, Columbia Univ. Press, New York.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A. and Schöpfer, M.P.J. 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, 31, 117–127.
- Chorowicz, J., Dhont, D. and Gündoğdu, M.N. 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extensions: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *J. Struct. Geol.*, 21, pp. 511-532.
- Clark, T.R., Zhao, J., Feng., Y., Done., T.J., Jupiter, S., Lough, J. and Pandolfi, J.M. 2012. Spatial Variability of Initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ in Modern Porites from the Inshore Region of the Great Barrier Reef. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78, 99–118.
- Clark, T.R., Zhao, J., Roff, G., Feng., Y., Done., T.J., Nothdurft, L.D. and Pandolfi, J.M. 2014. “Discerning the Timing and Cause of Historical Mortality Events in Modern Porites from the Great Barrier Reef”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 138, pp.57–80.
- Clauer, N. and Chaudhuri, S. 1995. *Clays in Crustal Environments. Isotope Dating and Tracing*. Springer Verlag, Heidelberg, Berlin, New York, 359 pp.

- Craig, H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, vol. 133, pp. 1702–1703.
- Çağlayan, A. 2010. Savcılı Fay Zonunun (Kırşehir) Yapısal Analizi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 82 s.
- Davis, G.H. and Reynolds, S. J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*, 3rd edition. John Wiley & Sons, Inc.
- Dansgaard, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. *Tellus*, 16, 436–468.
- Demirtaş, R. 1993. İğneciler (Bolu) Dokurcun (Adapazarı) Arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunun Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 82 s.
- Demirtaş, R. 2000. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Abant-Gerede arasında kalan bölümünün neotektonik özellikleri ve paleosismisitesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilimdalı, Doktora tezi, 199 s.
- Dewey, J.W. 1976. Seismicity of Northern Anatolia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 3, pp. 843-868.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia a young collision zone. In "Collision tectonics" eds. M. P. Coward and A. C. Ries, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, pp. 3-36.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A. and Ermikov, V. 1995b. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, G., Levi, K., Miroshnichenko, A, Ruzhich, V. and San'kov, V. 1997b. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic tectonic stress and fault kinematics. *Tectonophysics*, 282, 1-4, 1-38.
- Delvaux, D. and Sperner, B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Froger, J.L., Köse, O., Gündoğdu, N. 1998. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 33–54.
- Doblas, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187–197.

- Dor, O., Ben-Zion, Y., Rockwell, T.K. and Brune, J. 2006a. Pulverized rocks in the Mojave section of the San Andreas Fault Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 642-654.
- Dor, O., Rockwell, T.K. and Ben-Zion, Y. 2006b. Geological observations of damage asymmetry in the structure of the San Jacinto, San Andreas and Punchbowl Faults in southern California: a possible indicator for preferred rupture propagation direction. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 301-349.
- Dor, O., Yildirim, C., Rockwell, T.K., Ben-Zion, Y., Emre, O., Sisk, M. and Duman, T. Y. 2008. Geological and geomorphologic asymmetry across the rupture zones of the 1943 and 1944 earthquakes on the North Anatolian Fault: possible signals for preferred earthquake propagation direction. *Geophysical Journal International* 173, 483-504.
- Egeran, N. ve Lahn, E. 1944. 1/2.400.000 mikyaslı Türkiye yerdepremleri haritası hakkında muhtıra. *MTA Enstitüsü Mecmuası*, 9, 2/32, 270-279.
- Egeran, E.N. 1947. *Tectonique de la Turquie et Relations entre les Unites Tectoniques et les Gites Metalliferes de la Turquie*: Georges Thomas, Nancy, IX+197 pp.+16 photographs+4 foldout plates.
- Eggins, B.R., Palmer, F I. and Byrne, J.A. 1997. Photocatalytic Threatment of Humic Substances in Drinking Water, *Wat. Res.*, 31, 5, 1223-1226.
- Hull, A.G. and Nicholson, C. 1992. Seismotectonics of the northern Elsinore fault zone, southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, p. 800-818.
- Emre, Ö., Kondo, H., Özalp, S. Elmacı, H. ve Kürçer, A. 2010. 1939 Erzincan Depremi (M:7.9) Yüzey Kırığı: Segment Yapısı ve Atım Dağılımı, *Kuzey Anadolu Fayı*. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş., Elmacı, H. ve Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. MTA, Özel Yayın Serisi-30, Ankara.
- Engelder, J.T. 1974. Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1515–1522.
- Erendil, M. Göncüoğlu, M.C. Tekeli, O. Aksay, A. Kuşçu, L. Ürgün, M.B. Temren, A. ve Tunay, G. 1991. Armutlu yarımadasının jeolojisi, MTA Rap. No: 9165 (Yayımlanmamış).
- Ergin, K. 1966. Türkiye ve civarının episantr haritası hakkında. *T.J.K. Bült.*, cilt X, sayı 1-2, s. 122-125, Ankara.
- Ergin, K., Güçlü, U. and Uz, Z. 1967. Earthquakes Catalogue within Turkey and Its Surrounding (BS 11 – 1964). Technical University of İstanbul, Mining Faculty, Geophysics Institute, no. 24 [in Turkish].

- Erturaç, K. 2009. Amasya ve çevresinin morfotektonik evrimi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 347 s.
- Evans, J.P. 1990. Textures and deformation mechanisms and the role of fluids in cataclastically deformed granitic rocks. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics. Geological Society Special Publication 54, pp. 29–39.
- Evans, J.P., Forster, C.B. and Goddard, J.V. 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology* 19, 11, 1393–1404.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E. 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, Inc. Canada, 589 s.
- Faure, G. and Mensing, T.M. 2004. Isotopes: Principles and Applications. Wiley, 928.
- Faulkner, D.R., Lewis, A.C. and Rutter, E.H. 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367, 3–4, 235–251.
- Faulkner, D. R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, J. R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J. and Withjack, M. O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *J. Struct. Geol.*, 32, 11, 1557–1575, doi:10.1016/j.jsg.2010.06.009.
- Fossen, H. and Hesthammer, J. 2000. Possible absence of small faults in the Gullfaks Field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 22, 851–863.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 230, 255, 303, 304.
- Fraser, J., Hubert-Ferrari, A., Vanneste, K., Altinok, S. and Drab, L. 2010. A relict paleoseismic record of seven earthquakes between 2000 BC and 600 AD on the central North Anatolian fault at Elmacik, near Osmancik, Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 122(11-12), pp. 1830-1845, doi: 10.1130/b30081.1.
- Gautier, P., Brun, J. P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. and Jolivet, L. 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315, 1-4, pp. 31-72.
- Gencoğlu, S., İnan, H. ve Güler, H., 1990. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, 701 p.

- Gephart, J. and Forsyth, W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: applications to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305–9320.
- Gerardo-Abaya, J., D'Amore, F., and Arnorsson, S. 2000. Isotopes for Geothermal Investigations. In: Arnorsson, S. (ed.), *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration. Development and Use*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 49-65.
- Gilg, H.A. and Frei, R. 1994. Chronology of magmatism and mineralization in the Kassandra Mining Area, Greece - the potentials and limitations of dating hydrothermal Illites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 9, p. 2107-2122.
- Gökten, E., Özaksoy, V. ve Demirtaş, R. 1997. Kuzey Anadolu Fayı Abant-İsmetpaşa kesiminin bazı neotektonik özellikleri. 1. ATAG Toplantısı.
- Gökten, E., Demirtaş, R., Özaksoy, V., Herece, E., Varol, B., and Temiz, U. 2011. Faulting and Stress Distribution in the Bolu Pull-apart Basin (North Anatolian Fault Zone, Turkey): The Significance of New Dates Obtained from the Basin Fill. *Turkish J. Earth Sci.*, 20, pp. 1–26.
- Gratier, J. P., Favreau, P., Renard, F. and Pili, E. 2002. Fluid pressure evolution during the earthquake cycle controlled by fluid flow and pressure solution crack sealing, *Earth, Planets and Space*, 54, 1139–1146.
- Gudmundsson, A., Simmenes, T.H., Larsen, B. and Philipp, S.L. 2009. Effects of internal structure and local stresses on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones. *Journal of Structural Geology*, 1–13.
- Gürsoy, H., Piper, J. D.A. and Tatar, O. 1999. Palaeomagnetic study of the Galatean Volcanic Province, North-Central Turkey: Neogene Deformation at the Northern Border of the Anatolian Block. *Geological Journal, Geol. J.* 34, pp. 7-23.
- Hancock, P. L. and Barka, A. A. 1983. Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian fault zone. *J. struct. Geol.*, 5, pp. 217-20.
- Hancock, P. L. and Barka, A. A. 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 573–584.
- Hart, E.W. and Bryant, W.A. 1997. Fault rupture hazards in California Alquist-Priolo earthquake fault zoning act with index to earthquake fault zone maps, Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Special Publication 42.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Akyüz, H. S. and Yerli, B. A. 2003. 2000 year-long paleoseis- mologic record of earthquakes along the central North Anatolian Fault, from trenches at Alayurt, Turkey. *Seismological Society of America Bulletin*, 93, pp. 1935–1954.
- Hartleb, R.D., Dolan, J.F., Kozacı, Ö., Akyüz, H.S. and Seitz, G.G. 2006. A 2500-yr-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the North

- Anatolian fault at Çukurçimen, Turkey. Geological Society of America Bulletin, 118/7, 823-840.
- Heermance, R.V., Shipton, Z.K. and Evans, J.P. 2003. Fault zone structure of the 1999 rupture on the Chelungpu fault, Taiwan, Bull. Seis. Soc. Am., 93, 1034–1051.
- Herece, E. 2001. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gerede-İsmetpaşa arasındaki bölümünün Geç Holosendeki hareketleri. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 54-80.
- Herece, E. and Akay, E. 2003. Atlas of North Anatolian Fault (NAF). General Directorate of Mineral Research and Exploration, Turkey, Ankara, 61 s.
- Herece, E. 2005. Kuzey Anadolu Fay Zonu batı kesiminin neotektonik özellikleri. Ankara Üniversitesi, Fenbilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora tezi, 234 s.
- Herece, E. 2008. Atlas of East Anatolian Fault (EAF). General Directorate of Mineral Research and Exploration, Turkey, Ankara, 359 s.
- Hickman, R.G., Craddock, C. and Sherwood, K.W. 1978. The Denali fault system and the tectonic development of Southern Alaska. 47, 3-4, 247-253.
- Hitchcock, C., Altunel, E., Barka, A., Bachhuber, J., Lettis, W., Kozacı, Ö., Helms, J. and Lindvall, S. 2003. Timing of Late Holocene earthquakes on the eastern Düzce fault and implications for slip transfer between the southern and northern strands of the North Anatolian Fault system, Bolu, Turkey. Turkish Journal of Earth sciences, 12, 119-136.
- Holland, M., Urai, J.L., van der Zee, W., Stanjek, H. and Konstanty, J. 2006. Fault gouge evolution in highly overconsolidated claystones. Journal of Structural Geology, 28, 323–332.
- Hodgson J.H. and Wickens, A.J. 1965. Computer determined P-nodal solutions for the larger earthquakes of 1959–1962. Publ. Dom. Obs., Ottawa, 31:123–43.
- Hoefs, J. 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer, 227.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. and Barka, A. A. 2002. Morphology, displacement and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. Journal of Geophysical Research, 107, B10, 9, 1–9, 33.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F. and Işıkara, A. 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the Northern Anatolian fault zone in the Mudurnu valley, western Turkey. Tectonophysics, 193, pp. 335-345.
- Ikeda, Y. 1994. Topography produced by active faults. Simizaki, K. and Matsuda, T., (eds), Earthquakes and Faults. Section 2, 45-62, (in Japanese).
- Irritz, W. 1972. Lithostratigraphie und Tectonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. Beih. Geol, 120.

- Irwin, W.P. 1990. Geology and plate-tectonic development, in Wallace, R.E., ed., The San Andreas Fault system, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1515, p. 61-80.
- Işık, V., Tekeli, O. and Seyitoğlu, G. 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey, *J. Asian Earth Sci.*, 23, pp. 555–566.
- Isik, V., Uysal, I.T., Caglayan, A. and Seyitoglu, G. 2014a. The evolution of intra-plate fault systems in central Turkey: structural evidence and Ar–Ar and Rb–Sr age constraints for the Savcili Fault Zone. *Tectonics*, 33, 1875–1899, DOI: 10.1002/2014TC003565.
- Isik, V., Caglayan, A., Saber, R. and Yesilyurt, N. 2014b. Paleoseismology of the 1966 Varto Earthquake (Ms 6.8) and Structure of the Varto Fault Zone, Eastern Turkey. AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco, USA, T41C-4632.
- Işık, V., Seyiyoğlu, G., Çağlayan, A., Saber, R., Herece, E., Mutlu, H., Karabacak, V., Uysal, T., Bolhar, R. 2016. Doğrultu-Atımlı Ana Fay Zonlarının Yapısal Analizi ve Yaşlandırılması: Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonunda Çalışmalar. TUBİTAK 111Y227 nolu proje, 290 s.
- Jackson, J. and McKenzie, D. P. 1984. Active tectonics of Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77, 185–264.
- Jackson, J., and McKenzie, D. P. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Kamber, B.S., Greig, A., Schoenberg, R. and Collerson, K.D. 2003. A refined solution to Earth's hidden niobium: implications for evolution of continental crust and mode of core formation. *Precambrian Research*, 126 3-4, 289-308. doi:10.1016/S0301-9268(03)00100-1.
- Karabacak, V., Altunel, E. and Cakır, Z. 2011. Monitoring aseismic surface creep along the North Anatolian Fault (Turkey) using ground-based LIDAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, pp. 64–70.
- Kaya, O. 1988. A possible Early Cretaceous thrust origin for the ancestral North Anatolian Fault zone. *Metu Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 1-3, pp. 105-126.
- Kazancı, N. 1993. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde tektonik kontürollü depolanma örneği; Suşehri Havzası (Pliyosen-Holosen) KD Türkiye. *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 89-102.
- Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M. and Birkenmajer, K. 1992. Isotopic and Trace Element Constraints on Mixing and Melting Models of Marginal Basin Volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 287– 303.

- Keller E. A. and Pinter, N. 1996. Active tectonics-Earthquake, Uplift, and Landscape. Prentice-Hall International, pp.338
- Keskin, M., Genç, S.C. and Tüysüz, O. 2008. Petrology and geochemistry of post postcollisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104, 267-305.
- Ketin, İ. 1948. Son on yılda Türkiye’de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında. *TJK Bülteni*, 2, 1, 1-13.
- Ketin, İ. 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı. *İTÜ Dergisi*, 15, 49, 52.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu’nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20–35.
- Ketin, İ. 1968. Türkiye’nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri. *MTA Dergisi*, 71, 63-67.
- Ketin, İ. 1969. Kuzey Anadolu Fayı hakkında. *Bull. Min. Res. Exp. Ins.*, 72, 1-127.
- Ketin, İ. 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *TJK Bülteni*, 19, 149-154.
- Kiratzı, A. A. 1993. A study of the active crustal deformation of the North and East Anatolian fault zones, *Tectonophysics*, 225, 191-203.
- Kiratzı, A. A. 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, 151, 2, pp. 360-376.
- Killick, A.M. 2003. Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology*, 106, 395–402.
- Kim, Y.-S., Andrews, J.R. and Sanderson, D.J. 2000. Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. *Geoscience Journal* 4, 53–72.
- Kim, Y.-S., Andrews, J.R. and Sanderson, D.J. 2001a. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics* 340, 173–194.
- Kim, Y.-S., Andrews, J.R. and Sanderson, D.J. 2001b. Secondary faults and segment linkage in strike-slip fault systems at Rame Head, southern Cornwall. *Geoscience in South-West England* 10, 123–133.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J. 2003. Mesoscale strike–slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology* 25, 793– 812.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503–517.

- Kim, Y.-S. and Sanderson, D.J. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, 68, 317–334.
- King, G.C.P. 1986. Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 567–585.
- Knipe, R.J. 1992. Faulting processes and fault seal. Norwegian Petroleum Society NPF Special Publication, Elsevier, New York, p. 325.
- Knipe, R.J. 1997. Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81, 187–195.
- Knott, S.D. 1994. Fault zone thickness versus displacement in the Permo-Triassic sandstones of NW England. *Journal of the Geological Society* 151, 17–25.
- Kocyiğit, A. 1988. Tectonic setting of the Geyve basin: age and total displacement of the Geyve Fault Zone. *Metu Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 1-3, 105-126.
- Kocyiğit, A. 1989. Suşehri basin: an active fault wedge basin on the North Anatolian fault zone, Turkey. *Tectonophysics*, 137, pp. 177-199.
- Koçyiğit, A. 1990. Tectonic setting of the Gölova basin: total offset of the North Anatolian Fault Zone. E. Pontide, Turkey. *Ann. Tectonicae*, 4, pp. 155-170.
- Kocyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, S. 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, pp. 177-195.
- Koçyiğit, A., Winchester, J. A., Bozkurt, E. and Holland, G. 2003. Saraçköy Volcanic Suite: implications for the subductional phase of arc evolution in the Galatean Arc Complex, Ankara, Turkey, *Geol. J.*, 38, 1–14.
- Koçyiğit, A., Ayhan, M. E., Cetin, H., Aktuğ, B., Aytun, A., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Açıkgöz, M., Deveci, S., Biryol, B., Arca, S. Akturk, O. and Günaydın, O. 2006. Earthquake Hazards of the Section Between İsmetpaşa-Gerede and Mengen of the North Anatolian Fault System (NAFS). TUBİTAKYDABAG-102Y053 project report (in Turkish with English abstract, unpublished).
- Kondo, H., Awata, Y., Emre, O., Doğan, A., Ozalp, S., Tokay, F., Yıldırım, C., Yoshioka, T. and Okumura, K. 2005. Slip distribution, fault geometry, and fault segmentation of the 1944 Bolu-Gerede earthquake rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, pp. 1234-1249.
- Kondo, H., Özaksoy, V. and Yildirim, C. 2010. Slip history of the 1944 Bolu-Gerede earthquake rupture along the North Anatolian fault system: Implications for recurrence behavior of multisegment earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 115, B04316.

- Kuterdem, K. N. 2005. Eskipazar (Karabük Güneyi) ve Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) arasındaki bölgenin morfotektonik özelliklerinin coğrafi bilgi sistemleri ile belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Master Tezi, 94 s.
- Labaume, P., Carrio-Schaffhauser, E., Gamond, J. F. and Renard, F. 2004. Deformation mechanisms and fluid-driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth Rift (Greece), *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 375–383.
- Laccassin, R., Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Papuette, J.L., Haibing, L., Tapponnier, P., Chevalier, M.-L., Guillot, S., Mahéo, G. and Zhiqin, X. 2004. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 255–269.
- Lisle, R. J. 1987. Principal stress orientations from faults: an additional constraint: *Annales Tectonicæ*, v. 1, p. 155-158.
- Ludwing, K. R. 2003. Isoplot 3.00 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronological Center Special Publication, No.4, pp.71.
- Lyakhovsky, V. Sagy, A. Boneh, Y. and Reches, Z. 2014. Fault Wear by Damage Evolution During Steady-State Slip. *Pure Appl. Geophys.*, DOI 10.1007/s00024-014-0787-x.
- Mallet R. 1862. Great Neapolitan earthquake of 1857-The first principles of observational seismology. Vol. II. London Chapman and Hall. Viii+399 pp.+3 foldout plates (Reprinted 1987 *Storia Geofisica Ambiente*, Bologna).
- Marrett, R. and Almandinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. *Journal of Structural Geology* 12, 973–986.
- Marrett, R. and Peacock, D.C.P.1998. Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21, 1057-1063.
- Martel, S.J. and Boger, W.A. 1998. Geometry and mechanics of secondary fracturing around small three-dimensional faults in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, 103, 21299-21314.
- McCalpin, J. 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, New York, 471 pp.
- McKenzie, D. P. 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, pp. 239-243.
- McClusky, S. C., Balassanian, A., Barka, A. A., Demir, C. and Ergintav, S. 2000. Global positioning system constrain on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, B3, pp. 5695–5720.
- McGrath, AG. and Davidson, I. 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17, 1011-1024.

- McArthur, J.M., Howarth, R.J. and Shields, G.A. 2012. Strontium Isotope Stratigraphy, In F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz and G. Ogg, eds. The Geologic Time Scale 2012, Ch. 7. Elsevier B.V.
- Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O. Barka, A. A. and Ozener, H. 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara Sea Region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, pp. 208–215.
- Mitchell, T.M. and Faulkner, D.R. 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 31, 802–816.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T. 2011. Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 284–297.
- Moix, P., Beccaletto L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F. and Stampfli, G. M. 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451, 7–39.
- Molli, G., Cortecchi, G., Vaselli, L., Ottria, G., Cortappasi, A., Dielli, E., Mussi, M. and Barberi, M. 2009. Fault zone structure and fluid–rock interaction of a high angle normal fault in Carrara marble (NW Tuscany, Italy). 1-15.
- Moradi A.S., Hatzfeld, D., Tatar, M. 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics*, 506, 22-30.
- Mort, K. and Woodcock, N. H. 2008. Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology*, 30, 701-709.
- Murphy, M.A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T.M., Ling, D. and Jinghui, G. 2000. Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet: timing and magnitude of slip. *Geology* 28, 451–454.
- Mutlu, H., Uysal, I. T., Altunel, E., Karabacak, V., Feng, Y., Zhao, J. and Atalay O. 2010. Rb–Sr systematics of fault gouges from the North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Journal of Structural Geology*, 32, pp. 216-221.
- Nakiboğlu, S. M., Ayhan, M. E., Demir, C., Kılıçoğlu, A. and Şanlı, I. 1998. Crustal Motion Within the Western Section of the North Anatolian Fault: Geodetic Observations and Geophysical Interpretations. TUBİTAK-Intag 910 (in Turkish with English Abstract, unpublished).
- Neugebauer, J., Löffler, M., Berckhemer, H. And Yatman, A. 1997. Seismic observation at an oversteps of the western North Anatolian Fault (Abant-Sapanca region, Turkey). *Geol. Rundsch*, 86, pp. 93-102.

- Nowack, E. 1928. Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. Z. Dtsch. Geol. Ges., 80, (Monatsbericht, No.8-10), 340-12.
- Nowack, E. 1932. Kreide-Entwicklung und Großtektonik in Nord-Anatolien. Cent Miner., Geol. Paläontol. Jg., (Part B, No. 6), pp. 286-99.
- Nuriel, P., Rosenbaum, G., Uysal, I. T., Zhao, J.-X., Golding, S. D., Weinberger, R., Karabacak, V., and Avni, Y., 2011. Formation of Fault-Related Calcite Precipitates and Their Implications for Dating Fault Activity in the East Anatolian and Dead Sea fault Zones. In Fagereng, A., Toy, V. G., and Rowland, J. V. (eds.), *Geology of the Earthquake Source – A Volume in Honor of Rick Sibson*. London: Geological Society of London. Geological Society special publication, 359, pp. 229–248.
- Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J., Feng, X. Golding, S.D. Villemant, B. and Weinberger, R. 2012. U-Th dating of striated fault planes. *Geology*, 40, no. 7, 647–650.
- Nuriel, P. 2014. Faults (U-Series). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, DOI 10.1007/978-94-007-6326-5-251-1.
- Okay A.I., Satir M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R. and Akyüz R. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: Geological and geochronological constraints. In: A. Yin and M. Harrison (Eds.), *Tectonics of Asia*. Cambridge, p. 420-441.
- Okay, A. I. and Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey; In: *The Mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine Orogen*. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), Geological Soc., Special Publications, 156, pp. 475-515.
- Okay, A.I. 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: E. Bozkurt, J.A. Winchester, and J.A. Piper (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London Special Publications 173, pp. 139-161.
- Okay, A.I. and Göncüoğlu, M.C. 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77-95.
- Okay, A.I. 2008. *Geology of Turkey: A synopsis*. Anschnitt, 21, 19-42.
- Okay, A.I., Bozkurt, E., Satir, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. and Shang, C.K. 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461, 252-264.
- Okay, A.I., Noble, P.J. and Tekin, U.K. 2011. Devonian radiolarian ribbon cherts from the Karakaya Complex, northwest Turkey: implications for the Paleo-Tethyan evolution. *Comptes Rendus Palevol*, 10, 1-10.

- Okumura, K., Yoshioka, T., Kuscu, I., Kayanne, H. and Suzuki, Y. 1990. Activity of the North Anatolian Fault during these two millennia on the surface faults of 1944 earthquake based on trenching and microtopographic studies. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 71, 1560 p.
- Okumura, K., Yoshioka, T. and Kuşçu, İ. 1994. Surface faulting on the North Anatolian in these two millenia. In *Proceedings of the Workshop on Paleoseismology*, U.S, Geological Survey, Open file report, 94-568, 143 p.
- Okumura, K., Awata, Y., Duman, T. Y., Tokay, F., Kuşçu, I. And Kondo, H. 2002. Rupture history of the 1944 Bolu-Gerede segment of the North Anatolian Fault: Gerede Ardıçlı trench Re-excavated, *Eos. Trans. AGU*, 83, 47, Fall Meeting Abstract, S11B- 1155.
- Okumura, K., Rockwell, T. K., Duman, T., Tokay, F., Kondo, H., Yoldirim, C. and Ozaksoy, V. 2003. Refined Slip History of the North Anatolian Fault at Gerede on the 1944 rupture. *AGU Fall Meeting*, S12B-0384, Abstract.
- Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksöz, M. N., Barka, A. A. And Kınık, İ. 1993. Preliminary results of 1988 and 1990 GPS measurements in western Turkey and their tectonic implications. *Crustal Dynamics Geodinamics*, 23, pp. 407-416.
- Öcal, N. 1966. Geometrical solutions of faultplane problem of the destructive earthquakes occurred in Anatolia in the period 1938– 1955, *Z. Geophys. Jg.* 32 (Heft 5/6):293-309.
- Över, S., Bellier, O., Poisson, A. and Andrieux, J. 1997. Late Cenozoic stress state changes along the central North Anatolian Fault zone (Turkey). *Ann. Tectonicae*, XI, 1-2, 75-101.
- Över, S. 1999. Kuzey Anadolu fay zonunun orta ve batı kesiminde bölgesel gerilme durumunun incelenmesi. *TJK*, 42, 1, 85-96.
- Özaksoy, V., Gökten, E. and Demirtaş, R. 1998. Kuzey Anadolu Fayı, Gerede segmenti doğu kesiminde aktif tektonik çalışmaları: 1997 İsmetpaşa trenchi ön sonuçları [Active tectonic studies in the eastern part of the Gerede segment: the preliminary results of 1997 Ismetpaşa trench]. In: Akyüz, H. S. and Barka, A. A. (eds), *Proceedings, Active Tectonic Research Group 1st Meeting*. İstanbul Teknik University, 88–94, (in Turkish with English abstract).
- Özaksoy, V. 2000. Çerkeş-Ilgaz segmentinde Kuzey Anadolu Fay zonunun sismotektoniği. Ankara Üniversitesi, Fenbilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora tezi, 109 s.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F. and Yörük, A. 2002. The 1999 İzmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, pp. 376–386.

- Özden, S., Över, S., Kavak, K. Ş. and İnal-Dündar, Ş. S. 2008. Late Cenozoic Stress States Around Bolu Basin Along the North Anatolian Fault, NW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 46, 1-2, 48-62.
- Özgül, N. 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. *TJK Bülteni*, 19, 65-78.
- Öztürk, A. 1979. Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi. *Türk. Jeol. Kurumu Bül.* 22, 27-34.
- Öztürk, A. 1980. Ladik-Destek yöresinin tektoniği. *Türk. Jeol. Kurumu Bül.*, 23, 31-38.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, Z. 1984. Abant ile Yeniçağ arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu. *Cumhuriyet Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi*, 1, 1-18.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, Z. 1985. Abant-Yeniçağa Yöresinin Tektoniği, *Earth Sci. Cumhuriyet Univ.* 2, 35-52.
- Parejas, E., Akyol, I.H. and Altınlı, E. 1942. Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 Decembre 1939 (secteur occidentale). *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, Ser. B* 6, 187-222.
- Parlak, O. 2015. Kuzeybatı Orta Anadolu'nun neotektoniği ve Eldivan-Elmadağ tektonik kamasının Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkisi. *Ankara Üniversitesi, Doktora Tezi*, 189.
- Pamir, H. N. 1944. Kuzey Anadolu'da bir deprem çizgisi. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası*, 9, 3, 143-158.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Second edition. Springer-Verlag, 289.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
- Peacock, D.C.P. 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, 58, 121-142.
- Pickett, E.A. and Robertson, A.H.F. 2004. Significance of the volcanogenic Nilüfer unit and related components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Processes in NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 97-143.
- Pınar, N. 1953. 13 Ağustos 1951 Kurşunlu Depreminin Jeolojik ve Makrosismik Etüdü. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası*, 18, 2.
- Piper, J.D.A., Moore, J.M., Tatar, O., Gürsoy, H. and Park, R.G. 1996. Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform: the North Anatolian Fault Zone in northern Turkey. In *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 105, ed. A Morris, DH Tarling, pp. 299-310.

- Piper, J. D. A., Tatar, O. and Gürsoy, H. 1997. Deformational behaviour of continental lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian Fault Zone in Turkey. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 150, 3-4, pp. 191-203.
- Platzman, E. S., Platt, J. P., Tapırdamaz, C., Sanver, M. and Rundle, C. C. 1994. Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Zone, *JGR*.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D. and Rubin, A.M. 1993. Stress inversion methods: Are they based on faulty assumptions? *Journal of Structural Geology*, 15, 1045–1054.
- Potter, S.H., Becker, J.S., Johnston, D.M. and Rossiter, K.P. 2015. An overview of the impacts of the 2010-2011 Canterbury earthquakes. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, doi.org/10.1016/j.ijdrr.2015.01.014i.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 83–99.
- Reches, Z. and Dewers, T.A. 2005. Gouge formation by dynamic pulverization during earthquake rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 361–374. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.009.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O. and Sanlı, I. 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 9983-9999.
- Relinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrance, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Güliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Habubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradiskis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G. 2006. GPS constraints on continental deformation in Africa-Arabia Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411.
- Richards, D.A. and Dorale, J.A. 2003. Uranium-Series Chronology and Environmental Applications of Speleothems, In: Bourdon B., Henderson G.M., Lundstrom C.C. and Turner S.P. (eds), *Uranium-Series Geochemistry. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 52, 407-460.
- Robertson, A.H. and Ustaömer, T. 2012 Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations Of The Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex In Nw Turkey: Support For An Accretionary Origin Related To Northward Subduction Of Palaeotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 961-1007.
- Robinson, A. 2009. Geologic offsets across the northern Karakorum fault: Implications for its role and terrane correlations in the western Himalayan-Tibetan orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 279, 123–130.
- Roff, G., Clark, T.R., Reymond, C.E., Zhao, J., Feng, Y., McCook, L.J., Done, T.J. and Pandolfi, J.M. 2013. Palaeoecological Evidence of a Historical Collapse of Corals

at Pelorus Island, Inshore Great Barrier Reef, Following European settlement. Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences, 280 1750. doi:10.1098/rspb.2012.2100

Salomon Calvi, W. 1940a. Anadolu'nun tektonik bünyesi hakkında Almanca tezin bir h lasası. MTA Mecmuası, 1 (18), 30-34.

Salomon Calvi, W. 1940b. Les tremblements de terre d'Erzincan du 21 novembre et 27 décembre 1939. Rev. tude Calam, 3, 178-80.

Saner, S. 1980. Mudurnu - G y n k havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması. TJK B lt, 23,1, 39 - 53.

Scholz, C.H. 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. Geology, 15, 493-495.

Scholz, C. H. 2002. Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 471.

Schultz, S.E. and Evans, J.P. 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, southern California: implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and faultmorphology. Tectonophysics, 295, 223-244.

Schultz, S.E. and Evans, J.P. 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl fault, southern California, and the geological and geophysical structure of active strike-slip faults. Journal of Structural Geology, 22, 913-930.

Schultz, R.A. and Fossen, H. 2002. Displacement-length scaling in three-dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. Journal of Structural Geology 24, 1389-1411.

Schindler, C. 1997. Geology of northwestern Turkey: Results of the MARMARA Poly-Project, in Active Tectonics of Northwestern Anatolia, The MARMARA Poly-Project, pp. 329-374, eds Schindler, C. & Pfister, M., vdf Hochschulverlag AG ETH, Zürich.

Sheppard, S. M. F. 1986. Characterization and Isotope Variations in Natural Waters. Stable Isotopes (Valley, J. W., Taylor, H. P., Jr. and O'Neil, J. R., eds.), Reviews in Mineralogy, 16, 165-183.

Shipton, Z.K., and Cowie, P.A. 2001. Damage zone and slip-surface evolution over  m to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. J. Struct. Geol. 23, 1825-1844.

Shipton, Z.K., Soden, A.M., Kirkpatrick, J.D., Bright, A.M. and Lunn R.J. 2006. How thick is a fault? Fault-displacement-thickness scaling revisited, in Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting, Geophys. Monogr. Ser., vol. 170, edited by R. E. Abercrombie et al., pp. 193-198, AGU, Washington, D. C.

- Sevin, M., Altun, İ. E. ve Aksay, A. 2002. 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Bolu-G27 paftası. MTA yayını, 29.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B., Kaypak, B., Esat, K., Çağlayan, A., Gündoğdu, O., Güney, Y., Işık, V., Pekkan, E., Tün, M. and Avdan, U. 2015. A missing-link in the tectonic configuration of the Almacık Block along the North Anatolian Fault Zone (NW Turkey): active faulting in the Bolu plain based on seismic reflection studies. *Geophysical Journal International*, 201, 3, 1814-1833.
- Seymen, İ. 1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İTÜ, Maden Fakültesi, Doktora Tezi, 175 s.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, London 133, 191–213.
- Sibson, R.H. 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature* 316, 248–251.
- Sipahioğlu, S. 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Çevresinin Deprem Etkinliğinin İncelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni*, 45, 1-139.
- Sperner, B., Müller, B., Heidbach, O., Delvaux, D., Reinecker, J. and Fuchs, K. 2003. Tectonic stress in the Earth's crust: Advances in the World Stress Map project, in *New Insights in Structural Interpretation and Modelling*, edited by D. A. Nieuwland, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 212, pp. 101-116.
- Snoke, A., Tullis, J. and Todd, V.R. 1998. *Fault-Related Rocks - A Photographic Atlas*. Princeton University Press, 617.
- Stampfli, G.M., Marcoux, J. and Baud, A. 1991. Tethyan margins in space and time. In: J.E.T. Channell, E.L. Winterer and L.F. Jansa (Eds.), *Paleogeography and paleoceanography of Tethys*. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 373-410.
- Stampfli, G. 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geological Society, London Special Publication*, 173, pp. 1–23.
- Straub, C. 1996. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, N.W. Anatolia, inferred from GPS measurements. Ph.D., Swiss Fed. Inst. of Technol. , 123 p.
- Straub, C., Kahle H.G. and Schindler, C. 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. Geophys. Res.*, 102, 27587-27601.
- Stöcklin, J. 1984. The Tethys paradox in plate tectonics. In *Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism*. *Geodyn. Ser.*, 12: 27-28, Washington, DC, Am. Geophys. Union.

- Suess, E. 1901. Das Antlitz der Erde v. III/1: Tempsky, Wien, IV+508 pp.+1 foldout plate.
- Sugai, T., Emre, Ö., Duman, T., Yoshioka, T. and Kuşçu, I. 1999. Geologic evidence for five large earthquakes on the North Anatolian fault at Ilgaz, during the last 2000 years; a result of GSJ-MTA international cooperative research: Interim Report on Active Fault and Paleoearthquake Research in the 1998 Fiscal Year: GSJ Interim Report no. EQ, v. 99, no. 3, p. 263–273.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes, In A. D. Saunders and M. J. Norry, eds. Magmatism in the Ocean Basins, pp. 313–345.
- Şaroğlu, F. 1987. Boray, A. ve Emre, Ö. Türkiye'nin aktif fayları. MTA Derleme Rapor no: 8643, 394 s.
- Şaroğlu, F. 1985. Doğu Anadolu'nun neotektonik döneminde jeolojik ve yapısal evrimi: İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 240, (yayımlanmamış).
- Şaroğlu, F. 1988. Age and offset of the North Anatolian fault. M.E.T.U. J. Pure Appl., Sci., 21, pp. 65-79.
- Şaroğlu, F., Herece, E., Sarıalan, M. ve Emre, Ö. 1995. Yeniçağa-Gerede-Eskipazar arasındaki jeolojisi. MTA Raporu, 9873, Ankara, (yayımlanmamış).
- Şengör, A. M. C. 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Journal of the Geological Society, 136, pp. 269-282.
- Şengör, A. M. C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, Türk. Jeol. Kur., Konf. Serisi, 2, 40.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, pp. 181-241.
- Şengör A. M. C. and Canitez, N. 1982. The North Anatolian Fault. In Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodynamics, ed. H Berekhemer, K Hsü, Ser. 7, pp. 205–16. Boulder, CO: Geol. Soc./Washington, DC: Am. Geophys.Union.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Biddle, K.T., Christie Blick, N. (Eds.), Soc. Eco., Palaeo. Mineral. Spec. Publ., 37, pp. 227-264.
- Şengör, A.M.C. 1989. The Tethyside orogenic system: An introduction. In Tectonic Evolution of the Tethyan Region, ed. A.M.C Şengör, pp. 1–22. Dondrecht: Kluwer.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X. and Rangin, C. 2004. The north Anatolian fault: a new look. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, pp. 1–75.

- Tan, O., Tapırdamaz, C. and Yörük, A. 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 405-418.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T. 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Güvem area, Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 285-301.
- Taşman, C. 1944. Gerede-Bolu Depremi. MTA, 1/31, 134-139.
- Tatar, O. 1993. Neotectonic structures in the East central part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Ph. D. Thesis, 301 p.
- Taylor, H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ Geol 69, 843-883.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J. 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys. J. Int., 106, pp. 537- 550.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin 81, 1625-1639.
- Tekeli, O. 1981. Subduction Complex of Pre-Jurassic Age, Northern Anatolia. Turkey. Geology, 9, 68-72.
- Thatcher, W. and Bonilla, M.G. 1989. Earthquake fault slip estimation from geologic, geodetic and seismologic observations: implications for earthquake mechanics and fault segmentation. United States Geological Survey Open-File Report 89-315, pp. 386-399.
- Tokay, M. 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, MTA Enstitüsü Yayını, 12-29.
- Tokay, M. 1982. Faults and recently active breaks along the North Anatolian Fault Zone between Gerede and Ilgaz, in Progress in Earthquake Prediction, A.M. Işıkara and A. Vogel (Editors), Friedr. Vieweg and Sohn, F.R.G., 2, pp. 173-184.
- Toprak, V., Savaşçın, Y., Güleç, N. and Tankut, A. 1996. Structure of the Galatean Volcanic Province, Turkey. International Geology Review, 38, p. 747-758.
- Toprak, V. 1988. Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault zone between Koyulhisar and Suşehri (NE Turkey). Metu Journal of Pure and Applied Sciences, 21, 1-3, pp. 155-166.
- Tromp, S. W. A. 1944. Tentative classification of Anatolian orogenic belt. Journal of Geology, pp. 362-377.
- Turner, F.J. and Weiss, L.E. 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill.

- Tüysüz, O. 1996. Geology of Amasya and surroundings. 11th Petroleum Congress of Turkey, Proceedings, Ankara, 32-48.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. and Terzioğlu, N. 1995. A magmatic belt within the Neotethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics*, 243, 173-191.
- Tüysüz, O. ve Erturaç, M.K. 2005. Kuzey Anadolu fayının Devrez çayı ile Soruk çayı arasındaki kesiminin özellikleri ve fayın morfolojik gelişimdeki etkileri. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu Bildiri Kitabı, İTÜ.
- Tüysüz, O. ve Erturaç, M.K. 2009. Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Tosya-Havza Bölümü Üzerindeki Morfotektonik Yapılar. 62. Jeoloji Kurultayı, 13-17 Nisan 2009. MTA- Ankara, Türkiye.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. Edition one, W. H. Freeman and Company, New York.
- Twiss, R.J. and Unruh, J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?. *Journal Geophysical Research*, 103, p. 12205-12222.
- Ustaömer, P.A., Mundil, R. and Renne, P.R. 2005. U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) age. *Terra Nova*, 17(3), 215-223.
- Ustaömer P.A. and Rogers G. 1999. The Bolu Massif: Remnant of a Pre-Early Ordovician Active Margin in the West Pontides, Northern Turkey. *Geol. Mag.*, 136, 5, 579-592.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson, A.H.F. and Collins, A.S. 2011. Evidence of Precambrian Sedimentation/Magmatism and Cambrian Metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey Utilising Whole-Rock Geochemistry and U-Pb LA-ICP-MS Zircon Dating. *Gondwana Research*, Doi: 10.1016/j.gr.2011.07.012.
- Uysal, I. T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V. and Golding, S. D. 2006. Clay mineralogical and isotopic (K–Ar, dO-18, dD) constraints on the evolution of the North Anatolian fault zone, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters* 243, (1–2), pp. 181–194.
- Uysal, I. T., Feng, Y.-X., Zhao, J.-X., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz O., Golding, S. D., Lawrence, M.G. and Collerson, K.D. 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures, *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 450–462.
- Uysal, I. T., Feng, Y. X., Zhao, J. X., Bolhar, R., Isik, V., Baublys, K., Yago, A. and Golding, S. D. 2011. Seismic cycles recorded in late Quaternary calcite veins: Geochronological, geochemical and microstructural evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 303, pp. 84-96.

- Ünay, E. and De Bruijn, H. 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia: Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60, 431-465.
- Ünay, E., Emre, Ö., Erkal, T. and Keçer, M., 2001. The rodent fauna from the Adapazarı pull-apart basin (NW Anatolia): Its bearings on the age of the North Anatolian fault, *Geodin. Acta*, 14, 169-175.
- van der Pluijm, B.A., Hall, C.M., Vrolijk, P., Pevear, D.R. and Covey, M. 2001. The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, 412, 172-174.
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S. and Waelkens, M. 2003. Reconstruction of neotectonic activity using carbonate precipitates: a case study from the northwestern extremity of the Isparta Angle (SW Turkey), *Journal of Geochemical Exploration*, 78–79, 197–201.
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Keppens, E., Hodge, E. J. and Richards, D. A. 2004. Origin of palaeofluids in a normal fault setting in the Aegean region, *Geofluids*, 4, 300–314.
- Verhaert, G., Muchez, P., Keppens, E. and Sintubin, M. 2009. Fluid impact and spatial and temporal evolution of normal faulting in limestones. A case study in the Burdur-Isparta region (SW Turkey)", *Geologica Belgica*, 12, 59–73.
- Vermilye, J. M. and Scholz, C.H. 1998. The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal Of Geophysical Research*, 103, 223-237.
- Vermilye, J. M. and Scholz, C.H. 1999. Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault. *J. Struct. Geol.*, 21, pp. 1623-1636.
- Vrolijk, P. and van der Pluijm, B.A. 1999. Clay gouge. *J. Struct. Geol.*, 21, 1039-1048.
- Walker, R.J., Holdsworth, R.E., Armitage, P.J. and Faulkner D.R. 2012. Fault zone permeability structure evolution in basalts. *Geology*, 41, 59-62.
- Wallace, R. E. 1968. Earthquake of August 19, 1966, Varto Area, eastern Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 11-45.
- Wells, D. and Coppersmith, K. 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 4, 974-1002.
- Westaway R. 1994. Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, *J. Geophys. Res.* 99, pp. 20203–20223.
- Westaway, R. W. C. 2003. Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated. *Turk. J. Eart. Sci.*, 12, pp. 5– 46.

- Wibberley, C.A.J and Shimamoto, T. 2003. Internal structure and permability of major strike-slip fault zone: The Median Tectonic Line in Mie Prefecture, South West Japan. *Journal of Structural Geology*, 25, 59-78.
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G. and Di Toro, G. 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 299, 5-33.
- White, W.M. 2015. *Isotope Geochemistry*. Wiley-Blackwell, 496.
- Wilson, M., Tankut, A. and Güleç, N. 1997. Tertiary volcanism of the Galatia province, North-west central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 42, pp. 105-121.
- Wilson, B., Dewers, T., Reches, Z. and Brune, J. 2005. Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones. *Nature* 434, 749-752.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L. and Schamel, S. 1984. Fault-related rocks: Suggestion for terminology. *Geology*, 12, 391-394.
- Woodcock, N. H. 1986. The Role of Strike-Slip Fault Systems at Plate Boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 13-29.
- Woodcock, N.H. and Mort, K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.* 145 (3), 435–440.
- Wu, S. and Groshong, R.H. 1991. Low-temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. *Geological Society of America Bulletin* 103, 861-875.
- Yaltırak, C. 1996. Tectonic history of the Ganos fault system (in Turkish with English abstract). *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.* 8, pp.137-156.
- Yaltırak C., Sakinc, M. and Oktay, F. Y. 2000. Westward propagation of North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Comment, Geology*, 28, pp. 187-188.
- Yeats, R.S., Sieh, K. and Allen, C.R. 1997. *The geology of earthquakes*. New York, Oxford University Press, 568 pp.
- Yeats, R. 2012. *Active faults of the world*. Cambridge University Press, 621.
- Yielding, G., Overland, J.A. and Byeberg, G. 1999. Characterization of fault zones for reservoir modeling: an example from the Gullfaks Field, Northern North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83, 925–951.
- Yılmaz, E. ve Duran, O. 1997. Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allohton birimler stratigrafi adlama sözlüğü (Lexicon). T.P.A.O. Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları, No:31, 460s. Ankara.

- Yiğitbaş, E., Elmas A., Sefunç, A. and Özer, N. 2004. Major Neotectonic Features of Eastern Marmara Region, Turkey: development of the Adapazarı – Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39, 179-198.
- Yoshioka, T., Okumura, K., Kuşçu, I., and Emre, Ö. 2000. Recent surface faulting of the North Anatolian fault along the 1943 Ladik earthquake ruptures: *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, v. 51, no. 1, p. 29–35.
- Yürür, M.T. 2003. Large Spatial Dispersion of the Main Shock Epicenter of the 1944 Gerede Earthquake (NW Anatolia, Turkey): A Fault-Triggering Mechanism?. *Yerbilimleri*, 28, 1-8.
- Zabcı, C., Akyüz, H.S., Karabacak, V., Sancar, T., Altunel, E., Gürsoy, H. and Tatar, O. 2011. Paleoearthquakes on the Kelkit Valley segment of the North Anatolian Fault, Turkey: implications for the surface rupture of the historical 17 August 1668 Anatolian Earthquake. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 411-427.
- Zachariassen, J., Berryman, K., Langridge, R., Prentice, C., Rymer, M., Stirling, M. and Villamor, P. 2006. Timing of late Holocene surface rupture of the Wairau Fault, Marlborough, New Zealand, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 49, 1, 159-174.
- Zattin, M., Okay, A. I. and Cavazza, W. 2005. Fission-track evidence for late Oligocene and Mid-Miocene activity along the North Anatolian Fault in south-western Thrace. *Terra Nova*, 17, 2, pp. 95–101.
- Zhao, J.X., Hu, K., Collerson, K.D. and Xu, H.K. 2001. Thermal Ionization Mass Spectrometry U-Series Dating of a Hominid Site near Nanjing, China”, *Geology*, 29, 1, 27–30.
- Zor, E., Özalaybey, S. and Gürbüz, C. 2006. The Crustal Structure of the Eastern Marmara Region, Turkey by Teleseismic Receiver Functions. *Geophysical Journal International* 167, 213–222.
- Zoback, M. L. 1992. Stress field constraints on intraplate seismicity in eastern North America, *J. Geophys. Res.* 97, 11761–11782.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Ayşe ÇAĞLAYAN

Doğum Yeri : Zonguldak

Doğum Tarihi : 31.10.1982

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu :

Lisans : Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2004-2008)

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (Eylül 2008-Eylül 2010)

Doktora : Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (Eylül 2010-Ocak 2017)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar:

Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, Mekansal Planlama Genel Müdürlüğü, Yer Bilimsel Etüt Dairesi Başkanlığı (2013-Devam ediyor)

SCI Yayınlar

Isik, V., Uysal, I.T., **Caglayan, A.** and Seyitoglu, G. 2014. The evolution of intra-plate fault systems in central Turkey: structural evidence and Ar–Ar and Rb–Sr age constraints for the Savcili Fault Zone. *Tectonics*, 33, 1875–1899, DOI: 10.1002/2014TC003565.

Seyitoglu, G., Ecevitoglu, B., Kaypak, B., Esat, K., **Caglayan, A.**, Gundogdu, G., Guney, Y., Isik, V., Pekkan, E., Tun, M. and Avdan, U. 2015. A missing-link in the tectonic configuration of the Almacik Block along the North Anatolian Fault Zone (NW Turkey): Active faulting in the Bolu plain based on seismic reflection studies. *Geophysical Journal International*, 201, 1814–1833, DOI: 10.1093/gji/ggv065.

Hakemli Dergiler

Saber, R., Işık, V. ve **Çağlayan, A.** 2013. Kuzey Bozkuş Fay Zonunun (KB İran) Jeolojisi ve Tektonik Önemi. *Yerbilimleri Dergisi*, 34, 2, 83-100.

Çağlayan, A. Işık, V. ve Saber, R. 2015. İmar Planına Esas Çalışmalarda Fay Etütleri: Aktif Fay Zonu ve Paleosismoloji Çalışmaları. Prof.Dr. Ali KEÇELİ Jeofizik-

Uluslararası Kongreler

Caglayan, A. and Isik V. 2008. The Savcili Fault Zone, Central Turkey. AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco, USA, T51A-1866.

Isik, V., **Caglayan, A.**, Seyitoglu, G., Uysal, T., Zhao, J., Sozeri, K. and Esat, K. 2010. Geology of the Savcılı Fault Zone, Central Turkey. Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstracts with Programs, (8-2), p.32.

Isik, V., Seyitoglu, G., **Caglayan, A.**, Uysal, T., Zhao, J., Sozeri, K. and Esat, K. 2010. Cataclastic Zone Within the Savcılı Fault Zone, Central Turkey. AGU Fall Meeting, 13-17 December, 13-17 December, San Francisco, USA, T51A-2011

Caglayan, A., Eser, E., Saber, R. and Isik, V. 2011. Architecture of Adaköy Fault Zone, NW Central Turkey. AGU Fall Meeting, 5-9 December, San Francisco, USA, T13E-2439.

Isik, V., **Caglayan, A.**, Uysal, T. and Bolhar, R. 2011. Microstructures of the Kirsehir Complex, Central Turkey. AGU Fall Meeting, 5-9 December, San Francisco, USA, T43C-2337.

Caglayan, A. and Isik, V. 2012. Geometry of the Gerede Segment, North Anatolian Fault Zone, Turkey. AGU Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, USA, T21A-2546.

Isik, V., Saber, R. and **Caglayan, A.** 2012. Is There Any Relationship Between Active Tabriz Fault Zone And Bozkush Fault Zone, NW Iran? AGU Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, USA, T33A-2640.

Saber, R., **Caglayan, A.** and Isik, V. 2012. Riedel Shear Patterns along Active Sabalan Fault Zone, Ardebil, NW Iran. AGU Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, USA, T33A-2641.

Caglayan, A., Isik, V. and Karabacak, V. 2012. Characteristics of Brittle Deformation in the North Anatolian Fault Zone. Paleoseismology Along the North Anatolian Fault, Istanbul Technical University, 31 pp.

Caglayan, A., Isik, V., Seyitoglu, G. and Saber, R. 2013. Internal Structure and Deformation Mechanisms of North Anatolian Fault Zone Along The 1943 Earthquake Rupture, Turkey. AGU Fall Meeting, 9-13 December, San Francisco, USA, T23E-2635.

Isik, V., Seyitoglu, G., Herece, E., Saber, R. and **Caglayan, A.** 2013. The Restraining Stepovers And Releasing Bends Along The Active East Anatolian Fault Zone, Turkey: Celikhan Region As A Case Study. AGU Fall Meeting, 9-13 December, San Francisco, USA, T23E-2637.

- Saber, R., Isik, V. and **Caglayan, A.** 2013. Structural Analysis of Active North Bozgush Fault Zone (NW Iran). AGU Fall Meeting, 9-13 December, San Francisco, USA, T13D-2563.
- Caglayan, A.**, Kaypak, B., Isik, V., Saber, R. and Yasar, I. 2014. Paleoseismologic data and seismic tomographic images of the 1992 Erzincan Earthquake along the North Anatolian Fault Zone, Turkey. AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco, USA, T41C-4632.
- Isik, V., **Caglayan, A.**, Saber, R. and Yesilyurt, N. 2014. Paleoseismology of the 1966 Varto Earthquake (Ms 6.8) and Structure of the Varto Fault Zone, Eastern Turkey. AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco, USA, T41C-4632.
- Saber, R., **Caglayan, A.**, Isik, V. and Seyitoglu, G. 2014. The Geomorphological Developments Along the East Anatolian Fault Zone, Turkey. AGU Fall Meeting, 15-19 December, San Francisco, USA, T23C-4695.
- Saber, R., Isik, V. and **Caglayan, A.** 2014. Fault Geometry and Kinematic Analysis of North Bozgush Fault Zone. 32nd National and the 1st International Geosciences Congress, Tabriz/Iran, 16th-18th February.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B., Kaypak, B., Esat, K., **Çağlayan, A.**, Işık, V., Gündoğdu, G., Güney, Y., Pekkan, E., Tün, M., ve Avdan, U. 2015. Almacık Bloğunun Kırılmamış Parçası ve Bunun Bolu Ovasında Gelecek Deprem Kestirimleri Üzerine Etkileri. 5. Uluslararası Deprem Sempozyumu, Kocaeli, 246-247.
- Caglayan, A.**, Isik, V., Seyitoglu, G. and Saber, R. 2016. Fault Core and Damage Zone Characteristics Of the Savcili Fault Zone, Central Turkey. The 34th National and the 2nd International Geosciences Congress, 22-24 February, Tahrán/İran.
- Isik, V., **Caglayan, A.** and Saber, R. 2016. 14C Age Constrains and Structure of Strike-Slip Duplex along the North Anatolian Fault Zone, Turkey: 1944 Earthquake Segment. The 34th National and the 2nd International Geosciences Congress, 22-24 February, Tahrán/İran.
- Saber, R., **Caglayan, A.** and Isik, V. 2016. Comparison of Tectonic Activity at East Anatolian Fault Zone (Turkey) and the Aras Fault Zone (Iran) Using Morphometric Indices. The 34th National and the 2nd International Geosciences Congress, 22-24 February, Tahrán/İran.
- Çağlayan, A.**, Erol, M. A., Işık, V. ve Saber, R. 2016. Aktif Fay Zonu Çalışmalarının Mekansal Planlamada Önemi. 1. Uluslararası Şehir, Çevre ve Sağlık Kongresi, 11-15 Mayıs, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC), 381 s (*Davetli Konuşmacı*).
- Çağlayan, A.**, Işık, V., Saber, R. ve Ünal H. 2016. Aktif Fay Zonlarında Bulunan Yerleşim Alanlarının Yerleşime Uygunluk Durumunun Değerlendirilmesi: Çay

İlçesi (Afyonkarahisar) Örneği. 1. Uluslararası Şehir, Çevre ve Sağlık Kongresi, 11-15 Mayıs, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC), 408 s.

Çağlayan, A., Kayapinar, Y.E. and Yalazi, B. 2016. Urban Planning and Regeneration Approach for Disaster Risk Area in Turkey. United Nations Conference on Housing and Sustainable Urban Development, Habitat III Conference, Side Event, R3, 17-20 October 2016, Quito-Ecuador.

Ulusal Kongreler

Çağlayan, A. 2008. Savcılı Fay Zonunun Bazı Kinematik Özellikleri. 61. TJK Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, s. 34.

Çağlayan, A., Isik, V., Seyitoglu, G., Uysal, T., Zhao, J., Esat, K. ve Sozeri, K. 2010. Savcılı Fay Zonunun Gevrek Deformasyon Özellikleri (Kırşehir, Orta Anadolu). 63. TJK Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 348–349.

Eser, E., **Çağlayan, A.** ve Işık, V. 2011. Adaköy fay zonu (Kızılcahamam, Ankara). 64. TJK Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 20-21.

Çağlayan, A., Işık, V. ve Karabacak, V. 2012. Kuzey Anadolu Fay Zonunda Kataklastik Deformasyon süreçleri. 16. ATAG toplantısı, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 18-19 Ekim, 9 s.

Saber, R., **Çağlayan, A.** ve Işık, V. 2012. Aktif Sebelan Fay Zonunun Geometrisi ve Riedel Kırık Gelişimi (KB İran). 16. ATAG toplantısı, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 18-19 Ekim, 41-42.

Işık, V., Saber, R. ve **Çağlayan, A.** 2013. Tebriz Fay Zonu ve Bozkuş Fay Zonlarının İlişkisi, KB İran. 66. TJK Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 92.

Çağlayan, A. 2015. Plana Esas Çalışmalarda Fay Etütleri. Prof. Dr. Ali Keçeli Jeofizik-Jeoteknik Çalıştayı, Antalya (*Davetli Konuşmacı*).

Diğer Yayınlar

Çağlayan, A. 2006. Zonguldak Karaelması. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Mavi Gezegen Dergisi, 13, 4-8.

Çağlayan, A. 2016. Aktif Fay Zonu Çalışmalarının Mekansal Planlamada Önemi. Çevre, Şehir ve İnsan Dergisi, Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, 44-46.

Projeler

2009-2012 109Y071 Numaralı “Orta Anadolu’da Savcılı Fay Zonunun Yapısal Özellikleri ve Tektoniği” adlı TÜBİTAK Projesi (**Bursiyer**)

- 2012-2015 111Y227 Numaralı “Doğrultu-Atımlı Ana Fay Zonlarının Yapısal Analizi ve Yaşlandırılması: Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonunda Çalışmalar” adlı TÜBİTAK Projesi (**Araştırmacı**)
- 2015-2016 15B0443001 Numaralı “Kuzey Anadolu Fay Zonu (1942 Niksar-Erbaa, 1943 Tosya ve 1944 Gerede Deprem Segmentleri) ve Doğu Anadolu Fay Zonunda (Gölbaşı ve Islahiye Segmentleri) Paleosismoloji Çalışmaları” adlı Ankara Üniversitesi BAP Projesi (**Araştırmacı**)
- 2015-2017 115Y140 Numaralı “Orta Toroslar’da Bindirme Sisteminin Yapısal Analizi, Jeokronolojisi ve Bunların Tektonik Anlamları” adlı TÜBİTAK Projesi (**Araştırmacı**)

Ödüller

- 2008- TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Staj Raporu Yarışması İkincilik Ödülü
- 2008- TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, 61. Jeoloji Kurultayı, Poster Yarışması Üçüncülük Ödülü
- 2010- TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, 63. Jeoloji Kurultayı, Poster Yarışması Birincilik Ödülü
- 2016- 1. Uluslararası Şehir, Çevre ve Sağlık Kongresi, KKTC, Bilimsel Makale Üçüncülük Ödülü