

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FENBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEKLİSANS TEZİ

**ESKİŞEHİR FAY ZONU'NA AİT KAYMAZ FAYI KUZEYBATI DEVAMININ
ARAŞTIRILMASI**

CAN ALTUĞER

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2021**

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

ESKİŞEHİR FAY ZONU'NA AİT KAYMAZ FAYI KUZEYBATI DEVAMININ ARAŞTIRILMASI

CAN ALTUĞER

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU

Eskişehir Fay Zonu, Anadolu levhası iç deformasyonu açısından en önemli neotektonik yapılarından biridir. Bu fay zonunun Eskişehir yerleşimi kuzeydoğusundaki Kanlıpınar-Kaymaz bölgesi tez çalışması kapsamında incelenmiştir. Çalışma alanında arazide gözlenen yapısal veriler, morfotektonik ve uzaktan algılama çalışmaları ile beraber değerlendirilmiştir. Çukurhisar-Sultandere segmentinin Kanlıpınar-Kaymaz Fayı ile ilişkisi ortaya çıkarılmıştır. Çalışma alanının, batı kesminde belirlenen Kanlıpınar, Yörükkaracaören, Karatepe, Uyuzhamam ve Kaymaz segmentleri, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı adı altında yeniden tanımlanmıştır. Elde edilen veriler bu yapının daha önce öne sürüldüğü üzere yanal açılma rejimi altında değil, yanal sıkışmalı tektonik rejimde bulunduğunu göstermektedir. Gelişen bu yanal sıkışmalı rejim çalışma alanında dere ötelenmeleri, doğrultu atımlı faylar, makaslama zonları ve kırık sistemleri olarak gözlenmektedir. Arazi çalışmaları sonucu toplanan fay çizdiği verileri ile yapılan kinematik analizler ile birlikte, uzaktan algılama yöntemi ile elde edilen ikincil kırıklar, bu yapıların yaklaşık KB-GD yönlü sıkışma etkisiyle oluştuğunu göstermektedir. Çalışma alanındaki morfotektonik analizler sonucunda bölgenin çok genç zamanda şekillendiği düşünülmektedir. Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın güney segmentinin kuzey segmentlerine nazaran daha yüksek tektonik aktivite gösterdiği saptanmıştır. Bölgenin, sismik etkinliğinin yüksek olduğunu düşünüldüğünde, Eskişehir ve Ankara illerinin deprem risk değerlendirmesinde Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Çukurhisar-Sultandere segmenti ile birlikte dikkate alınması gerekmektedir.

Kasım 2021, 198 Sayfa

Anahtar kelimeler: Neotektonik, Eskişehir, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı, Morfotektonik, Uzaktan Algılama, Yapısal Veri

ABSTRACT

Master Thesis

THE INVESTIGATION OF THE NORTHWEST CONTINUATION OF KAYMAZ FAULT (ESKİŞEHİR FAULT ZONE)

CAN ALTUĞER

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

Supervisor: Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU

Eskişehir Fault Zone is one of the most important neotectonic structures of Anatolian plate's internal deformation. The thesis examines Kanlıpınar-Kaymaz region where Eskişehir Fault Zone's segments lies in the northeast of Eskişehir settlement. Structural observations in the study area were evaluated together with morphotectonic and remote sensing data. The relationship of the Çukurhisar-Sultandere segment with the Kanlıpınar-Kaymaz Fault has been revealed. Kanlıpınar, Yörükkaracaören, Karatepe, Uyuzhamam and Kaymaz segments which identified in the western part of the study area has been redefined under the name of Kanlıpınar-Kaymaz Fault. This structure shows that it belongs to a transpressional tectonic regime as opposed to the previously suggested transtensional regime. This developing transpressional regime were observed as stream displacements, strike-slip faults, shear zones and fracture systems in the study area. The secondary fractures obtained by remote sensing method together with the kinematic analysis made with the fault slickensides data collected as a result of field studies show that these structures were formed by compression effect in the NW-SE direction. As a result of the morphotectonic analyzes which carried out in the study area, the region has been created recently. It has been determined that the southern segment of the Kanlıpınar-Kaymaz Fault has higher tectonic activity compared to the northern segments. Considering that the region has high seismic activity which the Kanlıpınar-Kaymaz Fault should be considered together with the Çukurhisar-Sultandere segment in the earthquake risk assessment of Eskişehir and Ankara provinces.

November 2021, 198 Pages

Key words: Neotectonic, Eskişehir, Kanlıpınar-Kaymaz Fault, Morphotectonic, Remote Sensing, Structural Data

TEŞEKKÜR

2019-2021 yıllarında, Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU danışmanlığında (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) “Eskişehir Fay Zonu’na Ait Kaymaz Fayı Kuzezybatı Devamının Araştırılması” isimli çalışma, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında, YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak gerçekleştirilmiştir.

Tez çalışmalarım süresince her zaman desteğini yanımda hissettiğim, tecrübesiyle sürekli beni yönlendiren değerli hocam Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU ile çalışabilme şansına sahip olduğum için müteşekkirim.

Tez çalışması süresince her türlü yardımını gördüğüm değerli hocam Dr. Korhan ESAT’a teşekkür ederim.

Tez savunması sırasında yapıcı eleştirileriyle tez çalışmama katkı sağlayan jüri üyeleri Sayın Doç. Dr. Erman Özsayın ve Sayın Prof. Dr. Veysel Işık’a teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen arkadaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Çoşkun Güneş’e teşekkür ederim.

Son olarak, maddi manevi tüm her türlü destek ve ilgilerinden ötürü aileme, teşekkür ederim.

Can ALTUĞER

Ankara, Kasım 2021

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
KISALTMALAR VE SİMGELER DİZİNİ.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Konumu.....	5
1.2 Materyal ve Metod.....	7
1.2.1 Jeomorfoloji.....	7
1.2.2 Uzaktan algılama.....	9
1.2.2.1 Landsat 8 oli uydusu.....	9
1.2.3 Morfotektonik.....	10
1.2.4 Kinematik analiz.....	11
1.3 Önceki Çalışmalar.....	13
1.4 Bölgenin Depremselliği	27
2. BÖLGENİN TEKTONİK EVRİMİ VE ANA NEOTEKTONİK YAPILAR.....	29
2.1 Bölgenin Tektonik Evrimi.....	29
2.1.1 Tavşanlı Zonu'nun Jeolojik Evrimi.....	30
2.2 Ana Neotektonik Yapılar	32
2.3 Çalışma Alanı Çevresindeki Ana Neotektonik Yapılar.....	34
2.3.1 Eskişehir Fay Zonu	34
2.3.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu.....	36
2.3.3 Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu.....	37
2.3.4 Tuzgözü Fay Zonu.....	37
2.3.5 Beypazarı Kör Bindirme Zonu	39
2.3.6 Eldivan-Elmadağ Kıstırılmış Tektonik Kaması	39
2.3.7 Abdüsselam Kıstırılmış Tektonik Kaması.....	40
2.4 KB Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi Kavramı.....	41
3. STRATİGRAFİ.....	43

3.1 Temel Kayaçlar.....	45
3.1.1 Eskişehir Metamorfikleri	45
3.1.2 Granitler.....	47
3.1.3 Ofiyolitler.....	47
3.1.4 Zeyköy Formasyonu.....	49
3.2 Örtü Kayaçları.....	49
3.2.1 Mamuca Formasyonu.....	49
3.2.2 Porsuk Formasyonu.....	50
3.2.3 Akçay Formasyonu	50
3.2.4 Güncel Alüvyon	51
4. ÇALIŞMA ALANINDAKİ GENÇ YAPILAR.....	53
4.1 Giriş.....	53
4.2 Kanlıpınar Fayı	57
4.3 Karatepe Fayı.....	93
4.4 Yörükkaracaören Fayı.....	97
4.5 Kaymaz Fayı.....	118
4.6 Uyuzhamam Fayı.....	145
5. UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI.....	152
5.1 Temel Bileşenler Analizi (PCA).....	152
6. MORFOTEKTONİK.....	155
6.1 Hipsometrik Eğri Ve Hipsometrik İntegral.....	155
6.2 Vadi Tabanı Genişliğinin-Vadi Tabanı Yüksekliğine Oranı (Vf).....	157
6.3 Drenaj Havzası Şekli (Bs).....	158
6.4 Asimetri Faktörü (AF).....	158
6.5 Akarsu Uzunluk-Gradyan İndisi (SL).....	159
6.6 Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IAT).....	161
7. BULGULAR.....	162
8. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	173
8.1 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Neotektonik Gelişimi.....	173
8.2 Uzaktan Algılama Yöntemine Dayanarak Kanlıpınar-Kaymaz Bölgesindeki Kırıkların İncelenmesi.....	174
8.3 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Morfotektonik Gelişimi.....	175

8.4 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı İle İlgili Tartışma.....	176
8.5 Sonuç.....	179
KAYNAKLAR.....	182
EK Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde 1900-2020 yılları arasında gerçekleşen depremler.....	199



KISALTMALAR VE SİMGELER DİZİNİ

σ_1 En büyük gerilme

σ_3 En küçük gerilme

CO₂ Karbon Dioksit

CaCO₃ Kalsiyum Karbonat

Kısaltmalar

AKTK	Abdüselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması
B	Batı
BKBZ	Beypazarı Kör Bindirme Zonu
ÇS	Çukurhisar-Sultandere
D	Doğu
EFZ	Eskişehir Fay Zonu
EKTK	Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kaması
G	Güney
IK	Ilıca Kolu
İEFS	İnönü-Eskişehir Fay Sistemi
K	Kuzey
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
KEFZ	Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu
KOASB	Kuzeybatı Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi
Krt	Karatepe
Knp	Kanlıpınar
Kym	Kaymaz
LANDSAT	Land Satellite
SYM	Sayısal Yükseklik Modeli
TFZ	Tuzgölü Fay Zonu
Ykr	Yörükkaracaören

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Eskişehir’de meydana gelen depremlerin odak noktaları ve çözümleri.....	4
Şekil 1.2 Çalışma alanının yer bulduru haritası a) Kuzeybatı İç Anadolu’nun ana neotektonik unsurları ve çalışma alanının konumu. b) Doğu Akdeniz’in neotektonik elemanları.....	6
Şekil 1.3 Bir dizi sağ yönlü doğrultu atımlı faylarda görülen dere ötelenmesinin kademeli gösterimi.....	8
Şekil 1.4 Landsat 8 uydu görüntüsü.....	9
Şekil 1.5 Çalışma alanının üç boyutlu görünümü.....	11
Şekil 1.6 Materyal ve metodun akış şeması.....	12
Şekil 1.7 KB Orta Anadolu’da Geç Senozoyik’te etkili olan neotektonik rejimin niteliği hakkındaki farklı görüşler.....	24
Şekil 1.8 Eskişehir Fay Zonu (EFZ) ile ilgili yapılan çalışmalarda elde edilen fay hatlarının karşılaştırılması.....	26
Şekil 1.9 Eskişehir ve çevresinde 1901-2020 yılları arasında gerçekleşen depremlerin odak dağılımını göstermektedir.....	28
Şekil 2.1 Türkiye ve komşu ülkelerin tektonik haritası.....	30
Şekil 2.2 Tavşanlı Zonu’nun jeolojik evrimi	31
Şekil 2.3 Türkiye’nin neotektonik bölgeleri	32
Şekil 2.4 Çukurhisar-Sultandere segmentinin pozitif çiçek yapısı göstermesi.....	36
Şekil 2.5 Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ).....	37
Şekil 2.6 Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) arasında Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kamasının (EKTK) durumunu gösteren şekil.....	40
Şekil 2.7 a) TUTGA verilerinden elde edilen yamulma eksenleri. Kırmızı çizgiler fayları temsil etmektedir b) daralma eksenlerinin gül diyagramı	41
Şekil 2.8 Kuzeybatı Orta Anadolu sıkışma bölgesinde kayma oranları, kayma oranları mm/yıl cinsinden gösterilmiştir.....	42
Şekil 3.1 Kanlıpınar-Kaymaz çevresinin statigrafik kesiti.....	43
Şekil 3.2 a) Kuzeybatı İç Anadolu’nun ana neotektonik unsurları b) Kanlıpınar-Kaymaz	

bölgesinin litoloji haritası.....	44
Şekil 3.3 Kanlıpınar bölgesinde yüzeyleyen metamorfik kayalar.....	46
Şekil 3.4 Kaymaz bölgesinde yüzeyleyen kıvrımlı mermerler.....	46
Şekil 3.5 Karakaya bölgesinde granitler.....	47
Şekil 3.6 İmişehir bölgesinde yüzeyleyen ofiyolitler.....	48
Şekil 3.7 Kaymaz bölgesinde gözlenen kötü boylanmış konglomeralar.....	51
Şekil 3.8 Çalışma alanında güncel akarsuların kenarlarında depolanan kum ve çakıl boyutunda pekişmemiş sedimanlar.....	52
Şekil 4.1 Doğrultu atımlı faylar üzerinde gözlenen morfolojik yer şekilleri.....	54
Şekil 4.2 Riedel makaslama modeli	55
Şekil 4.3 Pozitif ve negatif çiçek yapısı.....	56
Şekil 4.4 Kanlıpınar Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler.....	58
Şekil 4.5 Kanlıpınar Fayını oluşturan segmentlerin Google Earth görüntüsü.....	59
Şekil 4.6 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	60
Şekil 4.7 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali.....	61
Şekil 4.8 Knp-1b segmentindeki makaslama zonu görünümü.....	61
Şekil 4.9 Knp-1b segmentindeki 300 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	62
Şekil 4.10 Miyosen döneminden kalan K70B doğrultulu normal fay ve sinsedimanter faylar.....	63
Şekil 4.11 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	64
Şekil 4.12 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali.....	64
Şekil 4.13 a) Kanlıpınar Fayının doğusunda bulunan sağ yönlü doğrultu atımlı fayın görünümü b) fay düzleminin görünümü c) çatlak sisteminin görünümü d) fay breşinin görünümü.....	65
Şekil 4.14 Knp-1b segmentindeki 2002 yılına ait Google Earth görüntüsü 150 m sağ yanal dere ötelenmesi göstermektedir.....	66
Şekil 4.15 Knp-1b segmentindeki 75 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	66
Şekil 4.16 Mor ok çöküntü gölünü temsil ederken, kırmızı ok uzamış sırtı	

göstermektedir.....	67
Şekil 4.17 Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	68
Şekil 4.18 Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	69
Şekil 4.19 Mermer ocağından geçen sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-1b segmentinin görünümü a) yorumsuz hali b) görüntünün yorumlanmış hali.....	70
Şekil 4.20 Mermer ocağından geçen sağ yanal atımlı Knp-1b segmentinin a) yorumsuz hali b) görüntünün yorumlanmış hali.....	72
Şekil 4.21 Knp-2a, Knp-2b segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	73
Şekil 4.22 Kataklastik özelliği olan kaya.....	74
Şekil 4.23 Knp-2a segmentinde bulunan doğrultu atımlı fayın görünümü.....	74
Şekil 4.24 Knp-2b segmentindeki 21 m ve 226 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	75
Şekil 4.25 Knp-2b, Knp-2c, Knp-2d segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	76
Şekil 4.26 Knp-2b, Knp-2c, Knp-2d segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	77
Şekil 4.27 Knp-2c segmenti boyunca su çıkışı.....	78
Şekil 4.28 Knp-2d segmentinde görülen makaslama zonu.....	78
Şekil 4.29 a) Knp-2d segmentinde gerçekleşen Eskişehir Metamorfiklerinde çatlak sistemi b) Knp-2d segmentinde bulunan doğrultu atımlı fayın görünümü.....	79
Şekil 4.30 Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	80
Şekil 4.31 Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	81
Şekil 4.32 Kırıkların gül diyagramı.....	82
Şekil 4.33 Kireçtaşlarında Knp-3a, Knp-3b segmentinin yarattığı bol kırıklı makaslama zonunu görülmektedir.....	83
Şekil 4.34 Knp-3b, Knp-3c segmentindeki Riedel kırıkları (R , R'), sigma 1'in yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir.....	84
Şekil 4.35 Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali.....	86
Şekil 4.36 Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik	

ögelerle desteklenmiş hali.....	87
Şekil 4.37 Kırıkların gül diyagramı	88
Şekil 4.38 Kireçtaşı bloğundaki tahmini 300 m lik sağ yanal yerdeğiştirme. Kırmızı simgeler kireçtaşı bloklarının ötelenmesini göstermektedir.....	89
Şekil 4.39 Kireçtaşlarında Knp-4b segmentinin yarattığı bol kırıklı makaslama zonu yakın plan görünümü.....	89
Şekil 4.40 Kanlıpınar bölgesinde yamulma analizi sonucu KB-GD yönlü sıkışmanın varlığı görülmektedir.....	92
Şekil 4.41 Karatepe Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler.....	94
Şekil 4.42 Krt-1a ve Krt-1b sgmentlerinin Google Earth görünümü a) yorumuz hali....	95
Şekil 4.43 Karatepe Fayının Krt-1a ve Krt-1b segmentlerinin Google Earth görünümü b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	96
Şekil 4.44 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin Google Earth görünümü.....	98
Şekil 4.45 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin a) yorumuz hali.....	100
Şekil 4.46 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	101
Şekil 4.47 Kırmızı oklar Ykr-1a segmentinin doğrusal bir şekilde uzanımını göstermektedir.....	102
Şekil 4.48 Kireçtaşlarında yüzeyleyen Ykr-1b segmentinin jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	102
Şekil 4.49 Miyosen kireçtaşında doğrultusu K20B/60GB olan ters fay gelişimi.....	103
Şekil 4.50 Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-3a segmentlerinin konumu a) yorumuz hali.....	104
Şekil 4.51 Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-3a segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.....	105
Şekil 4.52 Ykr-1c segmentinin görünümü a) yorumuz hali.....	107
Şekil 4.53 Ykr-1c segmentindeki b) topoğrafik farklılığın belirgin bir şekilde görülmesi.....	108
Şekil 4.54 Ykr-1c segmentinin a) yorumuz hali.....	109

Şekil 4.55 Ykr-1c segmentinin b) fay izinin görünümü.....	110
Şekil 4.56 Ykr-1c segmentinin a) yorumsuz hali.....	111
Şekil 4.57 Ykr-1c segmentindeki b) kireçtaşı bloğunun 100 m sağ yanal ötelenmesi...	112
Şekil 4.58 Miyosen kireçtaşında sistematik kırık yapısı.....	113
Şekil 4.59 K80B/80 KD yönlü tansiyon çatlaklağı.....	113
Şekil 4.60 Ykr-3a segmentinin yakından görünümü.....	114
Şekil 4.61 Yörükkaracaören bölgesinde yamulma analizi sonucu KB-GD yönlü sıkışmanın varlığı görülmektedir.....	116
Şekil 4.62 Kanlıpınar ve Yörükkaracaören Fayı'nın yorumlanması.....	117
Şekil 4.63 Kaymaz Fayı'nın Google Earth görüntüsü.	119
Şekil 4.64 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali ve normal fayların konumu.....	121
Şekil 4.65 Kym-1a, Kym-1b segmentlerinin yakından görünümü.....	122
Şekil 4.66 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmentlerinin konumu a) yorumsuz hali.....	123
Şekil 4.67 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali.....	124
Şekil 4.68 Kym-1b segmentinde bölgesinde görülen K55B/80 GB yönlü tansiyon çatlaklağı.....	126
Şekil 4.69 Eskişehir Metamorfiklerindeki Kaymaz Fayı kırmızı oklar Kaymaz Fayı'nın uzanımını gösterirken, mavi oklar dere tabanını göstermektedir.....	127
Şekil 4.70 Kym-1b, Kym-1c segmentlerinin yakından görünümü.....	127
Şekil 4.71 Kym-1b segmentinin yarattığı 120 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	128
Şekil 4.72 Kym-1c segmentinin yarattığı 130 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	128
Şekil 4.73 Yakın görünümde Kym-1c segmentinin yarattığı yoğun makaslanmış alan ve ikincil kırıklar.....	129
Şekil 4.74 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu a) yorumsuz hali.....	130
Şekil 4.75 Kym-1c, Kym-1e, Kym-2b, Kym-3a segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali.....	131
Şekil 4.76 Kym-1c segmenti boyunca dereye ani yön değişimi.....	132
Şekil 4.77 Kym-1c segmentinin yarattığı 145 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	132

Şekil 4.78 Kym-1c segmentinde görülen çizgisel kireçtaşı mostrası.	133
Şekil 4.79 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu a) yorumsuz hali.....	134
Şekil 4.80 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik ögelerlerle desteklenmiş hali.....	135
Şekil 4.81 Kym-2a, Kym-2b segmentinin Kym-1c segmentine bağlı olarak ikincil oluşması.....	136
Şekil 4.82 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu a) yorumsuz hali.....	137
Şekil 4.83 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b, Kym-2e segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik ögelerlerle desteklenmiş hali....	139
Şekil 4.84 Mermerlik Ocağından alınan karot örneği.....	140
Şekil 4.85 Kym-1e segmentinin yarattığı 95 ve 40 m sağ yanal dere ötelenmeleri.....	140
Şekil 4.86 Kym-3a segmenti'nin konumu a) yorumsuz hali.....	142
Şekil 4.87 Kym-3a segmenti'nin konumu b) jeomorfolojik ögelerle desteklenmiş hali.	143
Şekil 4.88 Kym-3a segmenti'nin yarattığı 197 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	144
Şekil 4.89 Uyuzhamam Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler.....	146
Şekil 4.90 Uyuzhamam Fayı'nın konumu a) yorumsuz hali.....	147
Şekil 4.91 Uyuzhamam Fayı'nın konumu b) Uyuzhamam Fayına ait derenin 455 m sağ yanal dere ötelenmesi.....	148
Şekil 4.92 Uyuzhamam Fayına ait kayma çizikleri.....	149
Şekil 4.93 Uyuzhamam Fayına ait traverten oluşumları.....	149
Şekil 4.94 Uyuzhamam Fayı'nın yamulma analizi sonucu KD-GB yönünde daralma ekseninin varlığı görülmektedir	150
Şekil 4.95 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın yamulma analizi.....	151
Şekil 5.1 KB Orta Anadolu sıkışma bölgesi b) Kanlıpınar-Kaymaz bölgesindeki kırıkların KB-GD doğrultusunda yoğunluğu.....	153
Şekil 5.2 RGB (8,1,11) bant kombinasyonu.....	154
Şekil 6.1 Hipsometrik eğri grafiği.....	155
Şekil 6.2 Hipsometrik integral diyagramı.....	156

Şekil 6.3 Hipsometrik integralin sınıflandırılması.....	156
Şekil 6.4 Vadi tabanı genişliği diyagramı.....	157
Şekil 6.5 Vf indisi sınıflaması.....	157
Şekil 6.6 Drenaj havzası diyagramı.....	158
Şekil 6.7 Asimetri faktörü.....	159
Şekil 6.8 Akarsu uzunluk indisi diyagramı.....	160
Şekil 6.9 Akarsu uzunluk-gradyan indisi indisi sınıflaması.....	160
Şekil 6.10 Göreceli aktif tektonik indeksi diyagramı.....	161
Şekil 7.1 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde oluşan drenaj havzaları.....	162
Şekil 7.2 Kanlıpınar ve Kaymaz bölgesinin hipsometrik eğri değerleri.....	164
Şekil 7.3 Uyuzhamam ve Yörükkaracaören bölgesinin hipsometrik eğri değerleri.....	165
Şekil 7.4 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin hipsometrik integral değerleri (HI).....	166
Şekil 7.5 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin drenaj havzası asimetri değerleri (AF).....	167
Şekil 7.6 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin drenaj havzası şekli değerleri (BS).....	168
Şekil 7.7 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin kayaç sertlik sınıflaması ve akarsu uzunluk eğim indeksi (SL) değerleri.....	171
Şekil 7.8 Göreceli aktif tektonik indeksi (IAT).....	172
Şekil 8.1 Bölgenin jeolojik evrimini açıklayan tablo.....	174
Şekil 8.2 Yörükkaracaören Fayı, Kanlıpınar Fayı'nın P kırığı olarak yorumlanması...	178
Şekil 8.3 Kym-2a, Kym-2b segmentinin Kym-1c segmentine bağlı olarak ikincil oluşması.....	178
Şekil 8.4 a) KB Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi b) odak mekanizması çözümlerinin P ve T bileşeni	179
Şekil 8.5 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın yamulma analizi ile birlikte 3 boyutlu görünümü.....	180

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1 Eskişehir çevresinde meydana gelen sismik olayların odak mekanizması çözümü ve deprem parametreleri.....	5
Çizelge 4.1 Kanlıpınar bölgesinin kinematik verileri.....	90
Çizelge 4.2 Yörükkaracaören bölgesinin kinematik verileri.....	115
Çizelge 4.3 Uyuzhamam bölgesinin kinematik verileri.....	150
Çizelge 7.1 Çalışma alanında bulunan drenaj havzalarının AF, AF-50, HI, Bs, SL, VF değerleri.....	169



1. GİRİŞ

Eskişehir Ovası, Orta Anadolu bölgesinde yer alan genç düzlük alanlarından birisidir. Bu ovanın doğusu ile batısı arasında yapılan tektonik çalışmalar (Altunel ve Barka 1998, Koçyiğit 2000, 2003, 2005, Tokay ve Altunel 2005, Ocakoğlu 2007, Tün vd. 2010, 2016, Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012, Esat vd. 2016, Seyitoğlu vd. 2015, 2020, Özden vd. 2015, Güneş vd. 2020) bölgenin tektonik açıdan aktif olduğunu göstermektedir. Eskişehir Fay Zonunun, tektonik açıdan aktif olduğu ortak görüşüne rağmen, fayın karakteri hakkında fikir birliği sağlanamamıştır. Bir grup araştırmacı, sağ yanal doğrultu atımlı fayın, normal faylar ile üzerlendiği fikrini savunurken (Gözler vd. 1985, Yaltırak 2002, Koçyiğit 2005, Ocakoğlu 2007) diğer grup araştırma ise Eskişehir Fay Zonu'nun baskın olarak doğrultu atımlı faylardan meydana geldiği fikrini savunmuşlardır (Altunel ve Barka 1998, Şaroğlu vd. 2005, Okay 2011, Seyitoğlu vd. 2015, 2020, Esat vd. 2016, Güneş vd. 2020).

Eskişehir'de 20 Şubat 1956 yılında, can ve mal kaybına neden olan ($M=6.4$) büyüklüğünde deprem meydana gelmiştir (Öcal 1959). Eskişehir'in yaklaşık 10 km batısında bulunan aletsel dönem içerisinde gerçekleşen bu depremin merkez üssünün, Çukurhisar bölgesi yakınlarında olduğu belirtilerek, en büyük hasarın Satılmış ve Çukurhisar Köylerinde meydana geldiği saptanmıştır (Öcal 1959). Başka bir çalışma ise, Eskişehir-Porsuk Çay vadisini aktif fay zonu olarak tanımlanmıştır (Ketin 1969). İlk kez Şaroğlu (1987) tarafından, Bursa-Eskişehir Fay Zonu olarak adlandırılmıştır. Bu fay zonunu Eskişehir Fayı, İnönü-Dodurga Fayı ve Kaymaz Fayı olarak 3 alt bölüme ayırmıştır. Aynı yazar, başka bir çalışmada, Eskişehir Fay Zonu'nu Dodurga, Kandilli, İnönü, Osmangazi, and Kaymaz segmentlerine ayırmıştır (Şaroğlu vd. 2005). Eskişehir Fay Zonu, İnönü ile Sultandere arasında sıralı biçimde izleyen segmentler halinde haritalanmıştır (Altunel ve Barka 1998). Bölgedeki büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının geniş olması, Eskişehir Fay Zonu üzerindeki deformasyonun düşük olması ile ilişkilendirilmiştir (Barka vd. 1995). Eskişehir Fay Zonu'na atfedilen neotektonik işlevlerden birisi de, İç Anadolu bölgesi ile Batı Anadolu genişleme bölgesi ile arasında bir sınır oluşturmasıdır (Barka ve Reilinger 1997). Bazı araştırmacılar tarafından Sivrihisar ile Uludağ (Bursa) arasındaki kesim, Eskişehir Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (McKenzie 1978, Şengör vd. 1985, Barka vd. 1995). Diğer araştırmacılar

ise, Eskişehir Fay Zonunun büyük olasılıkla Tuzgölü havzasının batı bölümünü denetleyen Yeniceoba, Cihanbeyli ve Ilıca Fay Zonları ile bağlandığını öne sürmüştür. Bu fayları Sultanhanı-Eskişehir Fay Sistemi içinde tanımlamıştır (Dirik ve Erol 2003). Aynı zamanda, İnegöl ile Cihanbeyli arası 15 km genişlikte 430 km uzunlukta olan kesintili aktif makaslama zonu olarak tanımlanmıştır. İnönü-Eskişehir Fay Zonu, makaslama zonunun bir bölümünü oluşturmaktadır. Tüm bu zon, İnönü-Eskişehir Fay Sistemi içerisinde değerlendirilmiştir (Koçyiğit 2005, Özsayın ve Dirik 2007, 2011). Tüm bu değerlendirmelere karşı bir görüş ise (Yaltırak 2002, Yaltırak vd. 2005) tarafından ileri sürülmüştür. Eskişehir Fay Zonu'nun Marmara Denizi'ni geçerek Trakya Havzası'ndan Orta Anadolu'ya kadar uzandığını belirtmiştir. Bu fay zonunun neotektonik dönem öncesine dayanan eski bir yapı olduğu vurgulamıştır.

Eskişehir Fay Zonu son yayımlanan Türkiye Diri Fay Haritasında, Eskişehir Ovasında 4 fay parçasına ayrılmaktadır. KB-GD doğrultulu İnönü ve Oklubalı Fayı normal fay olarak tanımlanırken, Turgutlar ve Sultandere Fayı ise normal eğim atım bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Ovanın kuzeyini sınırlandıran normal faylar ise Muttalip ve Alpu segmentlerine ayrılır. Kaymaz Fayı sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak tanımlanırken, kuzeybatı devamı Eskişehir ovasına gelmeden sonlanmaktadır (Emre vd. 2018). Bölgede yapılan başka bir çalışma (Ocakoğlu 2007) ise Eskişehir Fay Zonu'nun 5-25 km uzunluğunda birçok fay segmentinden oluştuğunu belirtmiştir. Kanlıpınar Fayı'nın K70B gidişli bir sarplık oluşturduğunu belirtirken, Miyosen kireçtaşlarının 50-60 m arasında düşey atım yarattığını belirtmiştir. Kaymaz Horstu ise, güneyindeki metamorfik kayalardan ve onları tektonik olarak üzerleyen ofiyolitlerden oluşmuştur. Bu yapının normal fay olduğunu ve metamorfik birimlerin normal faya bağlı olarak yükseldiği bildirilmiştir (Ocakoğlu 2007).

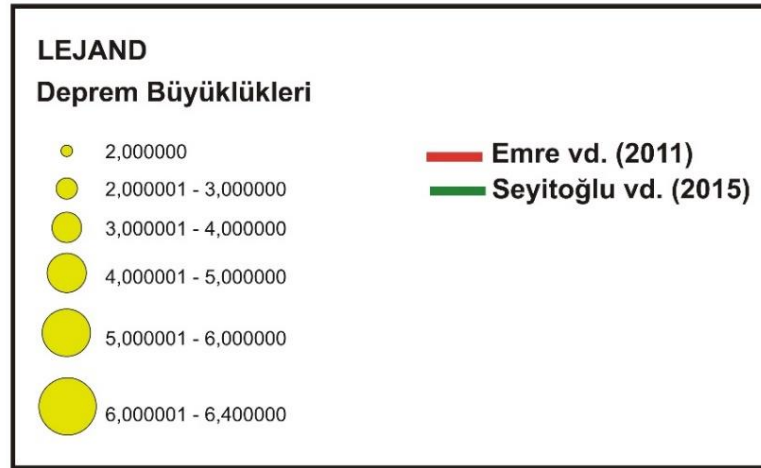
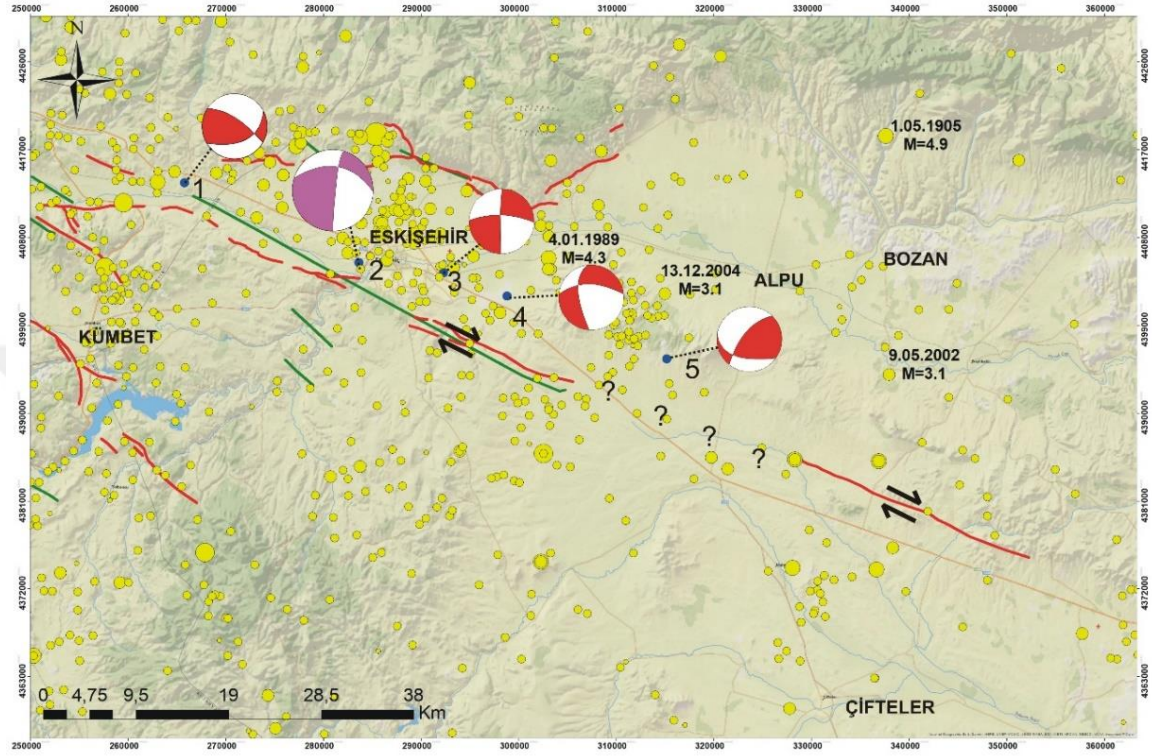
Sağlam –Selçuk ve Gökten (2012)'de kuzeyde Alpu Fayı ile güneyde Kaymaz yükselimi ile Eskişehir Fay Zonu arasında kalan bölgeyi, elde edilen veriler ile birlikte değerlendirerek Yörükkaracaören, Bardakçı-Kaymaz, Paşakadın segmentlerine ayırmıştır. Bu segmentleri, normal bileşeni olan sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak tanımlamıştır. Kinematik verilerin sunduğu çözümler, yaklaşık KKB-GGD yönünde bölgesel bir sıkışmayı göstermiştir. Kaymaz civarındaki segmentlerin kuzey yönüne doğru sıçraması ile oluşan sıkışmanın, bölgesel gerilme ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir.

Yakın zamanda sismik yansıma verilerinden de yararlanan çalışma Seyitoğlu vd. (2015), Eskişehir Fayı'na ait 40 km uzunluğunda K60°B doğrultusunda uzanan sağ yanal doğrultu atımlı Çukurhisar-Sultandere segmentini tanımlamıştır. Eskişehir civarındaki Eskişehir Fay Zonu'nu aralı-aşmalı, sola sıçramalı, KB-GD gidişli, sağ-yanal doğrultu atımlı fay parçalarından oluştuğunu belirtmiştir. Bu parçalar Kandilli, Bahçehisar, Çukurhisar-Sultandere, Alınca, Muttalip, Akçapınar, Gökçekısıık, Kızılınler segmentlerinden oluşmaktadır. Bölgedeki ikincil yapılar (R, R', X ve tansiyon çatlakları) gözlenerek elde edilen veriler sonucunda, ana makaslamanın doğrultusu ikincil kırıklardan yararlanılarak ortaya konmuştur. Bölgedeki D-B uzanımlı normal fayların, doğrultu atımlı faylar tarafından kesildiği-belirtilmiştir. Eskişehir Ovasında sismik yansıma verileri ile elde edilen sonuçlar neticesinde, Çukurhisar-Sultandere segmentinin pozitif çiçek yapısı gösteren yanal sıkıştırımalı (transpresyon) özellikte olduğu ortaya konmuştur (Seyitoğlu vd. 2015) (Şekil 1.1). Eskişehir civarındaki sismik etkinliğin yeniden konumlandırma çalışmaları yapılarak 1956, 1990, 2010 ve 2013 yılında gerçekleşen depremlerin dış merkezlerinin Çukurhisar-Sultandere segmentine yakın konumda olduğu belirtmiştir. Çukurhisar-Sultandere segmentinde, daha önceki morfoloji çalışmalarına nazaran farklı bir sonuca ulaşılmıştır. Bu sonuçlar, tektonik rejimin morfolojik olarak çok genç olduğunu dolayısıyla önceki tektonik rejimin baskın olarak morfolojisini oluşturduğunu belirtmiştir. Böyle durumlarda morfoloji esaslı çalışmaların tek başına yeterli olmadığı öne sürülmüştür (Seyitoğlu vd. 2015). Ancak Çukurhisar-Sultandere segmentindeki sismik etkinlik, sadece bu segment ile açıklanamayacak kadar doğu yönüne yönelmiş durumdadır.

Eskişehir Fay Zonu (EFZ), kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAF) ile doğuda Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) arasında yer alan ters üçgen benzeri bölge, Kuzeybatı-Orta Anadolu Sıkışma bölgesi (KOASB) olarak tanımlanmaktadır (Seyitoğlu vd. 2017, 2019, Esat vd. 2021).

Tez kapsamında Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin morfotektonik özelliklerinin ortaya çıkarılması, morfolojik yöntemlerle fayların uzanımının belirlenmesi ve fay düzlemleri ve çizikleri yardımıyla kinematik analiz yapmak amaçlanmıştır. Yapılması planlanan bu çalışmanın önemi, Kaymaz Fayı'nın KB devamına ait verilerin araştırılarak, bu fayın yakın zamanda tanımlanmış olan Çukurhisar-Sultandere segmenti ile olan ilişkisini

ortaya çıkarmaktır. Böylelikle Eskişehir’i tehdit eden diri faylar içeren Eskişehir Fay Zonu’nun karakteri ve bileşenleri daha net bir şekilde anlaşılacaktır.



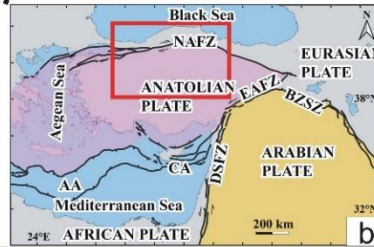
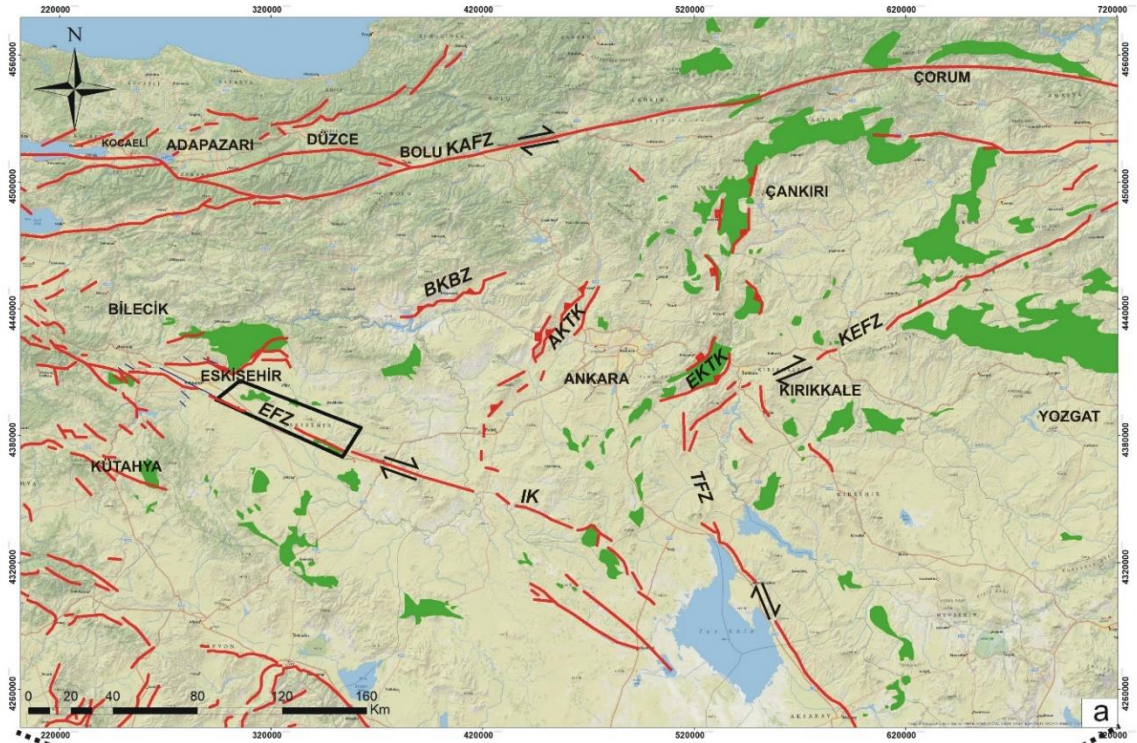
Şekil 1.1 Eskişehir’de meydana gelen depremlerin odak noktaları ve çözümleri (Seyitoğlu, 2015’ten deprem verileri; kandilli rasathanesi 2020).(Koyu sarı daireler aletsel dönemdeki, büyüklüğü 2 ile 6.4 arasında olan depremlerin konumlarını gösterir).(B.Ü. KRDAE katalog verisi).(Odak mekanizması çözümleri Seyitoğlu vd. 2015)

Çizelge 1.1 Eskişehir çevresinde meydana gelen sismik olayların odak mekanizması çözümü ve deprem parametreleri (Seyitoğlu vd. 2015)

Yıl	Deprem parametreleri				
	Zaman	Enlem (N)	Boylam (E)	Derinlik (Km)	Odak
1) 24.10.1990	11:16:43.41	39.838	30.268	0.5	-
2) 20.02.1955	20:31:40.93	39.778	30.476	18.3	-
3) 07.02.2010	17:21:33.20	39.768	30.576	4.1	3.5
4) 17.02.2013	08:34:28.83	39.701	30.841	10.4	3.1
5) 01.03.2013	14:37:16.18	39.751	30.651	0.1	3.4

1.1 Çalışma Alanının Konumu

Coğrafik olarak İç Anadolu bölgesi'nde bulunan tez alanı, 39-40 derece kuzey enlemi ile 29 derece doğu boylamı arasında yer almaktadır. Tez alanı Eskişehir ilinin kuzeydoğusunda bulunan Odunpazarı ilçesine bağlı Kanlıpınar bölgesiyle, Sivrihisar ilçesinde bulunan Kaymaz bölgesi arasında yer almaktadır (Şekil 1.2). Çalışma alanı 1986 km² bir alana sahiptir ve yaklaşık olarak 18 adet 1/25000'lik paftadan oluşmaktadır. Eskişehir-Ankara karayolu üzerinde yer alan inceleme bölgesinde önemli yerleşim merkezleri Kanlıpınar, Yörükkaracaören, Türkmentokat, Gökçeoğlu, Karatepe, Topkaya, Balçıkhisar, İkipınar ve Kaymaz mahalleleridir. Batısı ile doğusu oldukça engebeli olan bölgedeki yükseklikler 930 ile 1225 m arasında değişmektedir. En önemli yükseltiler, Gökçeoğlu ve İkipınar tepesidir. Eskişehir yükseltileri, denize olan uzaklığı, coğrafi koşulları gibi sebeplerden dolayı karasal iklim özelliği görülmektedir. Aynı zamanda Marmara ve Ege bölgelerine komşu olması nedeniyle bu bölgelerin ikliminin etkileri yer yer görülmektedir. Eskişehir'de genel olarak yazlar az bulutlu ve açık, kışlar bulutlu ve kar yağışlı, baharlar ise yağışlı geçmektedir (Anonim 2020).



LEJAND	
Ofiyolitik Melanj (İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu)	
Diri Fay	
Çalışma Alanı	
Normal Fay	
Ters Fay	
Doğrultu Atımlı Fay	
	KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu
	KEFZ: Kırıkkale Erbağ Fay Zonu
	BKBZ: Beyazan Kör Bindirme Zonu
	EFZ: Eskişehir Fay Zonu
	EKTK: Eldivan-Elmadağ Kısırlımış Teknik Kaması
	TFZ: Tuzgözü Fay Zonu
	AKTK: Abdülcelam Kısırlımış Teknik Kaması
	IK: İlca Kolu
	DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu

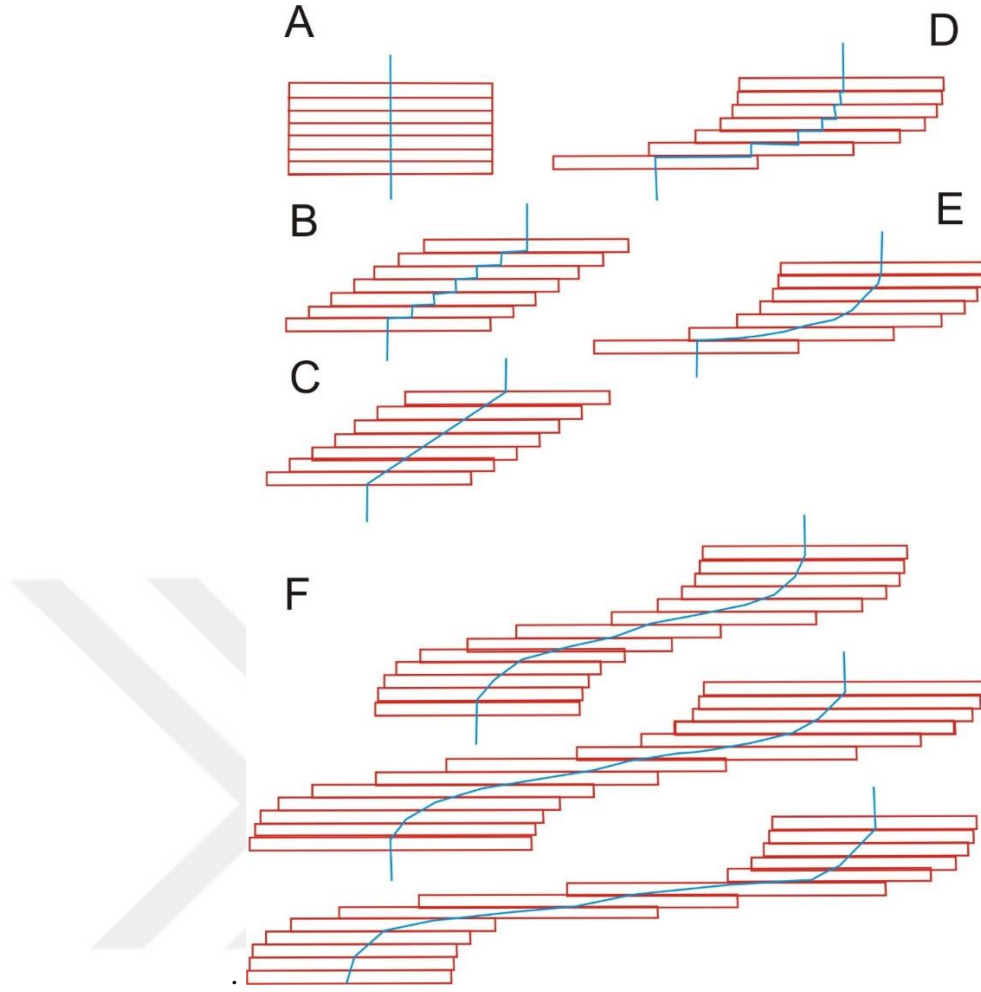
Şekil 1.2 Çalışma alanının yer bulduru haritası a) Kuzeybatı İç Anadolu'nun ana neotektonik unsurları (Şaroğlu vd. 1992, Seyitoğlu vd. 2009, Esat 2011, Emre vd. 2013, Esat vd. 2014, Seyitoğlu vd. 2015, Seyitoğlu vd. 2016, Esat vd. 2016, Seyitoğlu vd. 2017a, Esat vd. 2017'den değiştirilerek alınmıştır). b) Doğu Akdeniz'in neotektonik elemanları (Diri faylar Seyitoğlu ve Esat 2021)

1.2 Materyal ve Metod

Çalışma alanı için Jeomorfoloji, Uzaktan Algılama, Morfotektonik ve Kinematik Analiz metodları uygulanmıştır.

1.2.1 Jeomorfoloji

Drenajlar, akarsu morfolojisindeki dış etkenlerle oluşan topoğrafya şekilleri aşınma taban seviyesini oluşturan çözülme ve kütle hareketleri sonucunda meydana gelen döküntünün taşınması için birer yatak rolü oynayarak aşınmanın devamını sağlayan ve aynı zamanda onu yönlendiren vadilere ve bunların meydana getirdiği şebekeye bağlı olarak oluşmaktadır (Erinç vd. 2000). Bu drenaj şebekesinin evriminin açıklanmasında morfolojik araştırmaların önemli bir hedefini oluşturmuştur. Akarsular ilksel koşullara uygun oluşmuştur. Daha sonra devam eden aşınma süreçleri ile meydana gelen ikincil ve üçüncül nesil vadilerin oluşumu üzerinde litoloji, ilksel eğim, yapı ve zaman etkili olmuştur (Erinç vd. 2000). Bölgedeki drenaj evrimini açıklamak için Strahler metodu kullanılmıştır. Bu metod, bölgedeki drenajın en küçük kolundan en büyük koluna kadar drenaj kesişimlerini toplayarak giden bir metoddur (Strahler 1952). Doğrultu atımlı faylar'ın mevsimlik dereler ve sırtlar boyunca yerdeğiştirmesi, yanal ötelenmelere neden olmaktadır. Eğer derelerdeki ötelenme yönü, eğimden farklı ise bu ötelenmenin nedeni derelerin eğim yönünden ziyade tektonizmadan kaynaklanmaktadır. Mevsimlik derelerde doğrultu atımlı hareketten dolayı fayın aniden sonlanmasıyla, derelerin kafası kesilebilir. Bu derelere terk edilmiş dereler denir. Mevsimlik dere ve sırt ötelenmesinin zorluğu, fayın bir bölümünden diğer bölümüne değişkenlik göstermesidir (Burbank ve Anderson 2011). Doğrultu atımlı faylar boyunca görülebilecek dere yataklarındaki ötelenmeler, aktif ve genç tektonizma boyunca önemli göstergelerden biridir (Şengör vd. 2017). Sağ yönlü doğrultu atımlı faylar boyunca derelerin kademeli olarak ötelenmesi aşağıda gösterilmiştir (Şekil 1.3).



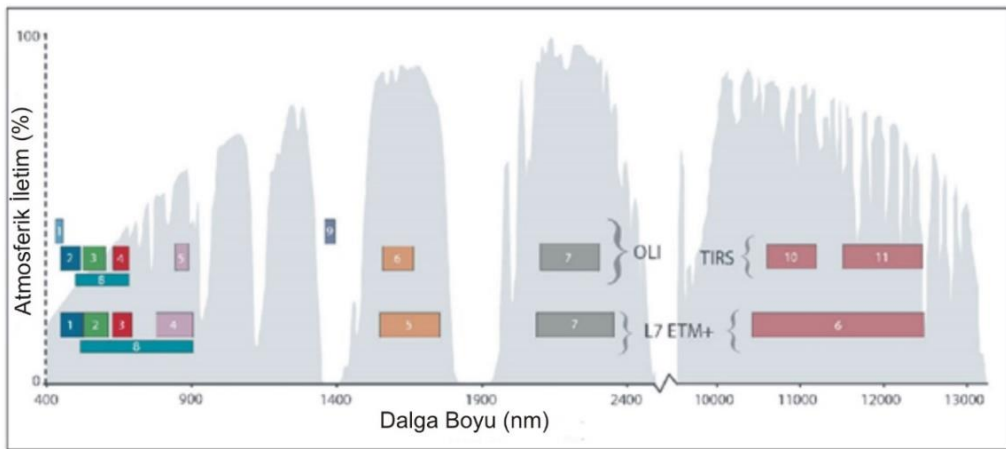
Şekil 1.3 Bir dizi sağ yönlü doğrultu atımlı faylarda görülen dere ötelenmesinin kademeli gösterimi A) Fay olmama durumunda, derenin doğrultusunda herhangi bir sapma gözlenmemektedir. B) Tüm faylar muhtemelen aynı miktarda dereleri ötelemekte ve dereler merdiven şeklinde ötelenme göstermektedir. C) Fay blokları yeterince dar olduğu için dere ötelenmesi kesik bir çizgi halini alacaktır. Bu şekil doğada nadiren görülür çünkü bir dizi paralel faylar tüm üyeleriyle birlikte aynı miktarda yer değiştirmeye sahiptir. D) Bir dizi fay blokunun sayfanın üst kısmına doğru gittikçe azalan ötelenme miktarı görülmektedir. Bu şekil doğada en çok görülen ötelenme şekli olmakla birlikte, ana makaslama bölgesi boyunca en uzun dere ötelenmesi gözlenmektedir. E) Bükülmenin fazla olduğu yerde yerdeğiştirmenin en az olduğu görülmektedir. F) Bir fay sistemi boyunca dere ötelenmesinin üç aşamasını göstermektedir. Dere ana makaslama zonuna yaklaştıkça yer değiştirme miktarı artmaktadır. Böyle durumlarda dere ana makaslama boyunca bükülmeye başlamaktadır. Deredeki bükülme, birbirine paralel küçük faylar olması nedeniyle ana makaslama diğer şekillere nazaran daha uzakta başlamaktadır. (Şengör vd. 2017)

1.2.2 Uzaktan algılama

Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde boyunca oluşan tüm kırıklıklar, uzaktan algılama yöntemiyle tanımlanacaktır. Uzaktan Algılama: İnceleme altındaki herhangi bir nesnenin, fiziksel dokunuş olmaksızın bir sensör tarafından toplanan verilerin çözümlenmesi yoluyla elde etmenin bilimidir (Lillesand vd. 2015). Çalışma kapsamında Landsat 8 uydusuyla daha net görüntü elde etmek için görüntü zenginleştirme tekniklerinden biri olan temel bileşenler analizi (PCA) kullanılmıştır.

1.2.2.1 Landsat 8 olı uydusu

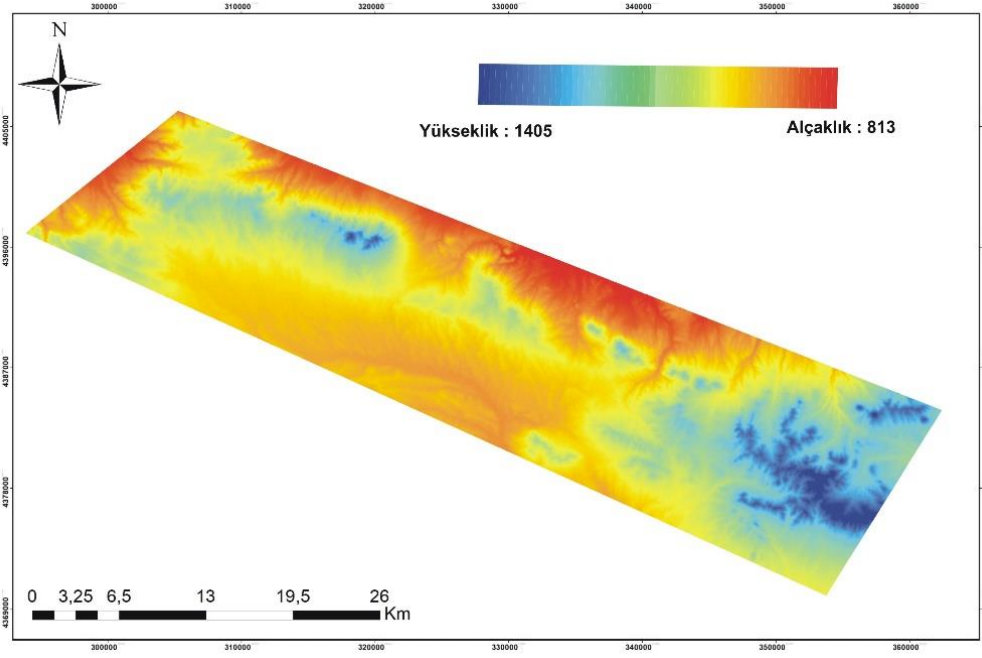
Landsat 8 sivil olarak en eski dünya gözlemeleme programıdır. 1972 yılında MSS uydusu ile başlayan Landsat 1 1988’de yerini TM (Thematic Mapper) sensörü yerini almıştır. Her iki sensörde çizgi tarama tekniği ile taramasını gerçekleştirmektedir. 2013 yılında Landsat 8 fırlatılmış ve Nisan ayı itibariyle görüntüler almaya başlamıştır. Landsat 8 diğer landsat serisine nazaran OLI (Operational Land Imager) sensörüne sahiptir. Bu uydunun spektral aralığı ve bant sayısı da artırılmıştır. Konumsal çözünürlüğü 15, 30 ve 100 m arasında değişmektedir. Landsat TM ve ETM verileriyle birçok arazi örtüsü kullanımı, toprak haritalaması, jeoloji uygulamaları vb. uygulamalar yapmak mümkündür (Lillesand vd. 2015) (Şekil 1.4).



Şekil 1.4 Landsat 8 uydusu görüntüsü (Markham vd. 2013)

1.2.3 Morfotektonik

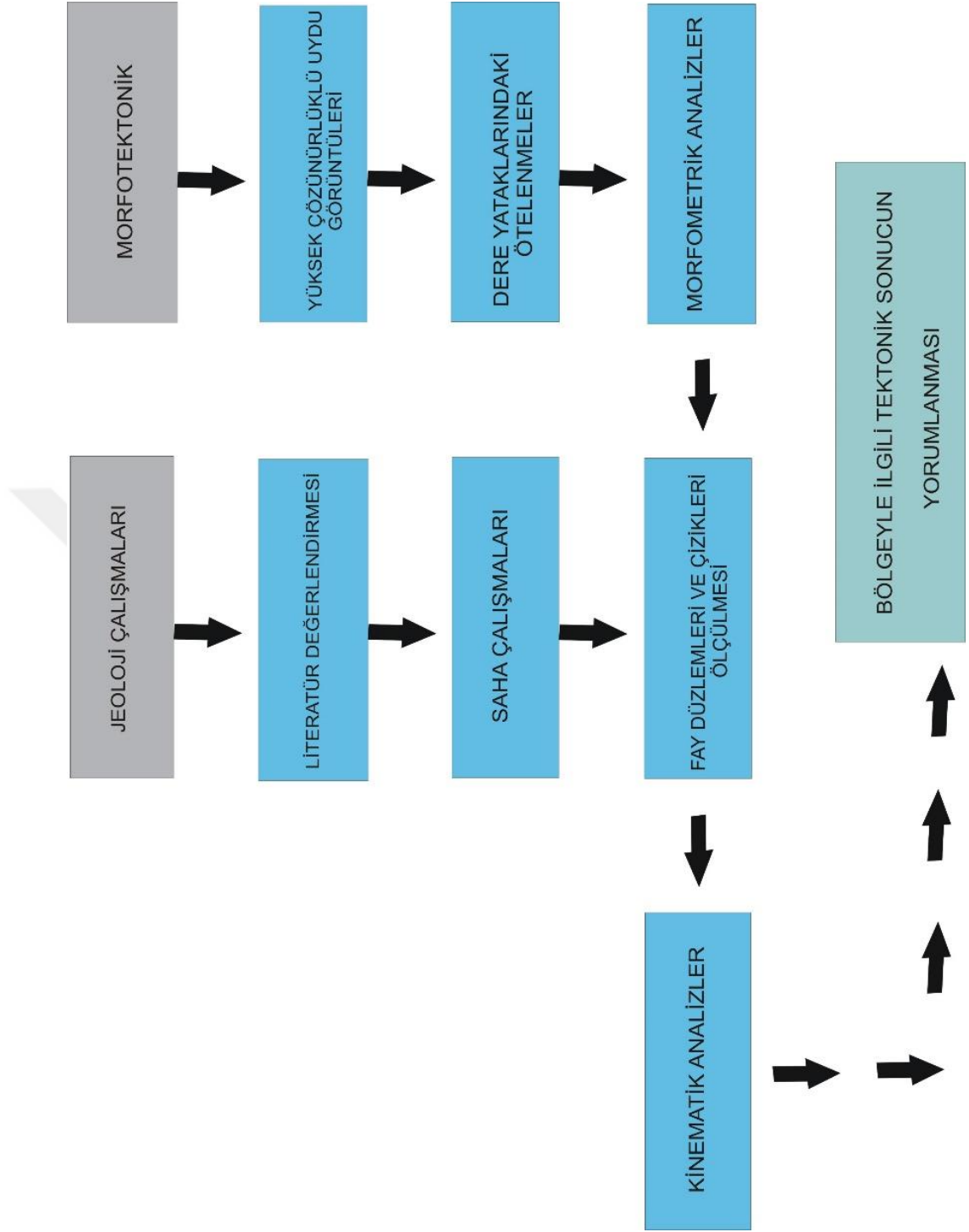
Morfometri yeryüzü şeklinin nicel ölçümü olarak tanımlanmaktadır. Basit bir şekilde ifade edilirse yeryüzü değişik ölçekte yükseklik ve eğim ile tanımlanmaktadır (Keller ve Printer 1996). Tektonizma ve jeomorfoloji arasındaki ilişki morfotektonik çalışmaları içerisinde değerlendirilmektedir (Mayer vd. 1986). Dolayısıyla tektonizmanın yarattığı deformasyonun sahadaki izlerini morfometrik parametrelerle sayısal olarak görmek mümkündür (Keller 1986, Keller ve Printer 1996). Morfometrik indisler yeryüzü hakkında bilgi vermesinin yanısıra hava fotoğraflarıyla kolaylıkla üretilmesiyle oldukça kullanışlıdır (Strahler 1952). Uzaktan algılama ve coğrafi bilgi sistemlerindeki teknolojinin gelişmesiyle birlikte morfometrik indisler, daha rahat anlaşılmaktadır. Bir bölgedeki sayısal yükseklik modelinden elde edilen jeomorfolojik yapıların mekânsal dağılımlarının morfometrik özellikleri yapısal öğelerin yokluğunda ya da az olması durumunda tektonik ve iklim süreçlerini anlamak için kullanışlı hale gelmiştir (Bull ve McFadden 1977, Burbank ve Anderson 2001, Silva vd. 2003) (Şekil 1.5). Morfotektonik analizlerde tektonik aktivitenin ifade edilmesi amacıyla en çok faydalanılan indisler Hipsometrik eğri ve integral (Hi), Akarsu uzunluk-gradyan indisi (SL), havza asimetri faktörü (AF), Vadi tabanı genişliği yüksekliği oranı (Vf) ve Drenaj havzasıdır (Bs). Yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri, sayısal yükseklik modeli ve topoğrafik haritalar yardımıyla ArcGIS 10.5 programı kullanılarak çalışma alanı için morfotektonik analizler gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1.5 Çalışma alanının sayısal yükseklik modeli

1.2.4 Kinematik analiz

Bu bölümde inceleme alanının morfolojik şekillenmesinde önemli rolü olan Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde fay yüzeylerinden elde edilen kinematik veriler toplanmıştır. Böylece inceleme alanında yapılan kinematik analiz o bölgeyi şekillendiren gerilme yönelimlerini ve bu yönelimlerin bölgenin zamanla geçirdikleri evrimi açıklamasına yardımcı olmuştur. Arazi çalışması kapsamında, fay düzlemleri ve çizikleri ölçülmüştür. Fault-Kin programı kullanarak bu ölçümlerden stereografik eşit alan ağı alt yarı küre izdüşümleri oluşturularak kinematik analiz gerçekleştirilmiştir. Daralma/genişleme eksenlerinin konumları belirlenmiştir. Bunun yanısıra arazide yüzlek vermeyen yapılar için derelerdeki ötelenmeler, su çıkışları ve fayların yarattığı ikincil yapılar belirlenmiştir. Lineasyonlar kayma yüzeyleri üzerinde hareket yönünü ve fay popülasyonlarının kinematikliğini anlama açısından önemlidir. Kayma çizikleri hareket hakkında önemli bilgi sağlar ancak hareket yönünün sağlıklı bir şekilde tanımlanması için ilave bilgi gereklidir. Normal hareketi ters hareketten veya sol yönlü kaymayı sağ yönlü kaymadan ayırmak için mineral büyümesi, ikinci derece kırık geometrisi, kayma yüzeyi boyunca kılavuzların denetleştirmesi gibi kırık morfolojisi gibi bilgilere gerek vardır (Fossen 2016). Asal gerilmelerin göreceli değerleri fay verilerinden bulunabilir.



Şekil 1.6 Materyal ve metodun akış şeması

1.3 Önceki Çalışmalar

Önceki çalışmalar bölümü Eskişehir ve Orta Anadolu'da yapılan Yapısal jeoloji, Sedimentoloji, Jeofizik çalışmaların yanısıra Hidrojeoloji çalışmalarını içermektedir.

Öcal (1959)'da yaptığı çalışmada Eskişehirde 20 Şubat 1956 yılında gerçekleşen depremin makro ve mikro sismik incelemesi yapılmıştır. Bu inceleme depremin merkez derinliğini 22 km olarak belirtirken, depremin büyüklüğünü ise $M=6.4$ olduğunu belirtmiştir. Bu bölgede, Mercalli-Cancani-Sieberg şiddet skalasına göre depremde gerçekleşen en önemli hasarın Eskişehir'in batısında yer alan Satılmış ve Çukurhisar köylerinde oluştuğunu belirtmiştir.

Ketin (1969)'da yaptığı çalışmada Türkiye'nin tektonik bünyesindeki yapısal unsurlar olarak başlıca metamorfik Kristalen masifler, Kıvrımlı Paleozoyik silsileler, Kıvrımlı Mezozoyik ve Tersiyer sıra dağlar, Büyük faylar ve bindirmeler, Graben ve depresyon sahaları, Aktif faylar ve başlıca deprem bölgeleri olmak üzere 6 bölüme ayırmıştır. Aktif faylar ve başlıca deprem bölgelerinde Türkiye'de tespit edilmiş fayların bir kısmının hala aktif olduğunu, Pliyosen ve Kuvaterner esnasından beri faaliyetlerini devam ettirdiğini belirtmiştir. Eskişehir-Porsuk Çay vadisini aktif fay bölgesi olarak tanımlamıştır.

McKenzie (1972)'de yaptığı çalışmada son yüzyılda Eskişehir Fay Zonu üzerinde gerçekleşen en önemli deprem olan $M=6.4$ 20 Şubat 1956 depreminin konumunu, Eskişehir'in kuzeyinde yer alan Muttalip ilçesinde göstermiştir. Odak mekanizması çözümüne göre, fayın karakterini sağ yanal doğrultu atım bileşeni bulunan normal fay olarak göstermektedir.

Okay (1985)'te yaptığı çalışmada Tavşanlı, Karakaya ve Afyon zonları olmak üzere Kuzeybatı Anadolu'da üç büyük metamorfik kuşak tanımlamıştır. Güneyde Alpin orojenezi sırasında Anatolidlerde iki metamorfik kuşak oluşmuştur. Kuzeydeki Tavşanlı Zonu muhtemelen ilk olarak Anatolid-Torid platformunun okyanusa bakan bölümünün kuzey kıta kenarında çökelmiştir. Kıta kenarının Kretasede dalma-batması sonucu YB/DS metamorfizmasına uğramıştır. Dolayısıyla metamorfizma yaşı muhtemelen Kretase olan ve benzer yaşta granitlerle kesilmiş Kırşehir metamorfizmaları, Tavşanlı Zonunun ofiyolitlerle ilişkili Kretase'de YB/DS metamorfizması geçirmiştir.

Şengör vd. (1985)'te yaptığı çalışmada Türkiye Arap ve Avrasya platformunun çarpışmasından sonra batıya doğru tektonik kaçma modelinin geliştiğini belirtmiştir. Türkiye'nin önemli neotektonik yapılarının gösteren haritada, depremlerin odak çözüm mekanizmalarına bakarak, Eskişehir Fay Zonunu sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak tanımlamıştır.

Gözler vd. (1985)'te yaptığı çalışmada bölgede sıcak su kaynaklarının ve kayaçların stratigrafisi, sedimentolojisini ve tektonik ilişkisini incelemiştir. Triyas bitiminde bölgede görülen K-G yönlü sıkışmalardan dolayı, D-B yönlü fay sistemleri geliştiğini belirtmiştir. Sakarya vadisi boyunca, Üst Kretase sonrasında gelişen K-G yönlü sıkışmalar bölgeyi etkilemiştir. Üst Kretase, Triyas, Jura birimlerinde doğrultu atımlı fayların geliştiği belirtmiştir. Neojende gelişen tektonik olaylar sürecinde İnönü-Eskişehir-Sivrihisar yönünde oluşan normal faylar oluştuğunu belirtmiştir. Sistem içinde değerlendirilen bu faylar Eskişehir'in kuzeyinden ve güneyinden geçmektedir. Gözler vd. (1985)'e göre bölgedeki tektonik süreçler 3 aşamada gelişmiştir. İlk olarak tektonik birliğin gelişimini (metadetritik, ofiyolit, metamorfik) birimlerin gelişmesi sırasında ters faylar ve bindirmelerdir. İkinci olarak sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve Villafraniyen sonunda gelişen normal fay'ın Eskişehir ovasının şekillenmesinde önemli rolü olduğunu belirtmiştir.

Şaroğlu'nun (1987)'de yaptığı çalışmada deprem üretme potansiyeli olan diri faylar gösterilmiştir. Bu kapsamda Eskişehir-Bursa Fay Zonu Eskişehir Fayı, İnönü-Dodurga Fayı, Kaymaz Fayı olmak üzere üç bölümden oluşmaktadır.

Barka ve Relinger (1997)'de yaptığı çalışmada Batı Anadolu genişleme bölgesinin, Fethiye-Burdur Fay Zonu ve Eskişehir Fay Zonu ile Orta Anadolu'dan ayrıldığını belirtmiştir. Orta Anadolu bölgesi GPS verilerine dayanarak Kuzey Anadolu Fayı boyunca saatin tersi yönünde yerdeğıştirirken K-G ya da KKD-GGB yönlü sıkışmaktadır. Bu sıkışma, Anadolu ve Afrika arasındaki Kıbrıs yayı boyunca çarpışma süreçleriyle ilişkilidir. Orta Anadolu bölgesinin GPS ölçümlerine göre toplam yer değıştirmesi tam olarak bilinmemekle birlikte yaklaşık olarak 10mm/yıldır.

Altunel ve Barka'nın (1998)'de yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu'nun İnönü ile Sultandere arasında sıralı biçimde izleyen segmentler halinde uzandığını belirtmiştir. Bu segmentlerin depolanma ile aynı anda gelişmiş yapıların bulunması, Holosen ve

Pleyistosen yaşlı birimleri kesmesi, faydaki aktivitenin hala devam ettiğini göstermiştir. Arazi gözlemlerine dayanarak Eskişehir Fay Zonu'nun transtansiyonel (yanal genişlemeli) karakterde olduğunu, fay zonu üzerinde 20. yy da magnitudü 4 ve daha büyük ($M > 4$) çok sayıda deprem meydana geldiğini belirtirken, en büyük depremin ($M = 6.4$) 20 Şubat 1956 depremi olduğunu belirtmiştir. Bu depremin, muhtemelen Çukurhisar'ın güneyindeki yaklaşık BKB-DGD doğrultulu 10 km uzunluğundaki Oklubalı-Turgutlar segmentinde meydana geldiği belirtilmiştir. Pleyistosen yaşlı birimler içinde görülen fay yüzeyleri önünde Holosen birimlerinin depolanmasının kesintiye uğraması, bölgede Holosen döneminde en az 20 Şubat 1956 depremi büyüklüğünde, birkaç depremin olduğunu göstermektedir. Eskişehir Fay Zonu Sultandere ile İnönü arasında deprem üretme olasılığına sahip segmentlerden deprem riskinin en çok Oklubalı-Turgutlar arasında uzanan segment olduğu belirtilmiştir (Şekil 1.8).

Dirik ve Erol (2000) yaptığı çalışmada Eskişehir-Sultanhanı Fay Sistemini tanımlamıştır. Bu fay sistemi Tuzgölünün güneyinde Sultanhanı civarından itibaren gözlenmektedir. KB yönünde Eskişehir ve Cihanbeyli-Günyüzü'ne kadar uzanarak muhtemel olarak Eskişehir Fay Zonu ile birleşmektedir. Bu fay sistemi kuzeyden güneye doğru sırasıyla Yeniceoba, Ilıca ve Cihanbeyli Fay Zonlarından oluşmaktadır.

Bozkurt (2001) yaptığı çalışmada BKB-DGD yönlü Eskişehir Fay Zonu kayda değer miktarda normal bileşene sahip olan sağ yanal doğrultu atımlı bir yapı olarak tanımlanmıştır. Uludağdan (Bursa) Afyona kadar uzanan bu fayın 1956 yılında Eskişehir depremi sırasında kırıldığı bilgisi verilmiştir.

Yaltırak (2002) çalışmasında Marmara Denizi ve çevresinin tektonizması incelenmiştir. Araştırmacı Trakya-Eskişehir Fay Zonunun Erken Miyosen ve Erken Pliyosen sırasında aktif olduğunu belirtmiştir. Bu fay saçakları şeklindeki yapıyı, balık kılıçığı yapısına benzetmiştir. Anadolu-Trakya Bloğunu, Kuzey Anadolu Fayı öncesi saatin tersi yönünde döndürdüğünü belirtmiştir. Trakya-Eskişehir Fayı'nın Batı Anadolu'da Kuzey Anadolu Fayı öncesi doğrultu atımlı bir fay olarak çalıştığı öne sürülmüştür. Kuzey Anadolu Fayı, Trakya-Eskişehir Fay, kestikten sonra KD-GB yönlü bir gerilme ile normal fay zonu olarak yeniden aktif bir görünüm kazanmıştır.

Koçyiğit (2003) çalışmasında Orta Anadolu Bölgesini (1) Konya-Eskişehir bölgesi (2) Kayseri-Sivas bölgesi olarak iki neotektonik bölgeye ayırmıştır. Birinci neotektonik

bölge, açılma türü bir rejim ile gerçekleşen verrev atım bileşeni olan normal faylarla temsil edilmektedir. İkinci neotektonik bölge ise genişleme-sıkışma türü egemen olan doğrultu atımlı faylarla temsil edilir. Orta Anadolu'nun batı bölümünü denetleyen açılma türü tektonizma ile oluşan İnönü-Eskişehir Fay Zonudur. Orta Anadolu Bölgesini şekillendiren neotektonik rejimin başlangıç yaşı erken Pliyosen olarak belirtilmiştir. Arazi verilerine dayanarak, İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nun Orta Pliyosenden beri yaklaşık 2mm/yıllık bir deformasyon geçirdiğini belirtmiştir. Eskişehir Fay Zonu İnegöl ile Sultanhanı arasında 430 km uzunluğunda, 15-25 km genişliğinde önemli miktarda sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan verrev atımlı normal bir fay zonu olarak gösterilmiştir.

Açıkalin vd. (2005)'te yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu'nu batıda Bozüyük doğuda Alpu arasında kabaca D-B uzanımlı 20 kadar segment ile tanımlamıştır. Bu segmentlerin morfolojik özellikleri kapsamlı bir şekilde incelemiştir. Eskişehir Fay Zonu'nun fay sarplıkları belirlenerek bunlar üzerinde drenaj yoğunluğu, bakı, eğim dağ cephesi bükümlülük indisleri hesaplamıştır. Yapılan nicel değerlendirmeler neticesinde fay sarplığı eğimlerinin 3° ile 15° arasında farklılık gösterdiğini belirtmiştir. Sarplık açılarının en yüksek değerini havzayı, kuzeyden sınırlayan normal faylarda görülmüştür. Yaklaşık 25 km uzunluktaki güneyde yer alan normal faylardan olan İnönü Fayı, 12° sarplığa sahiptir. Eskişehir havzası içinde kuzey ve güneyden sınırlayan yükseltelerin drenaj asimetrisi toplam 4 alanda incelenmiştir. Yapılan morfolojik değerlendirmeler neticesinde, Eskişehir Havzasının kuzeyini oluşturan fayların güneydekilerle karşılaştırıldığında, yüksek derecede morfolojik etkinliğe sahip olduğunu belirtmiştir.

Tokay ve Altunel'in (2005)'te yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu İnönü-Dodurga segmentinin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerin yanısıra tarihsel deprem aktivitesi ve jeofizik kesitlerin değerlendirilmesi ile GPS ölçümlerini incelenmiştir. İnönü-Dodurga segmentinde 44° ve 52° Kuzeydoğu'ya yönlü fay çizikleri ölçülmüştür. Bu fay çizikleri İnönü-Dodurga segmentinin sağ yönlü doğrultu atımlı bileşeni olan normal fay olduğunu desteklemektedir. İnönü-Dodurga segmenti, İnönünün güney kısmını oluşturan KB-GB yönlü sağ yanal faylanmanın kuzey bölümünü kesmektedir. Bu özelliği, İnönü-Dodurga segmentinin genç zamanda oluştuğunu göstermektedir. Bu segmentte genç topoğrafya, sıcak su kaynakları ve asılı vadiler segmentin günümüzde hala aktif olduğunu göstermektedir.

Koçyiğit (2005)'de yaptığı çalışmada İnegöl ile Cihanbeyli arasını 15 km genişlikte 430 km uzunlukta olan kesintili aktif makaslama zonu olarak tanımlamıştır. Bu makaslama zonu güneydeki açılma ile kuzeydeki doğrultu atımlı faylar arasında kalmıştır. İnönü-Eskişehir Fay Zonu, makaslama zonunun bir bölümünü oluşturmaktadır. İnönü-Eskişehir Fay Zonu birkaç m den 50 km kadar değişkenlik göstermiştir. Bu fay zonu Horst ve Graben sisteminden meydana gelmiştir. Bunların bazıları Batıdan-Doğuya doğru İnegöl, Eskişehir ve Çifteler Akgöl grabeni ve son iki grabeni ayıran Sivrihisar horstudur. Eskişehir grabenin İnönü bölümü 20 km genişlikte 130 km uzunluğundadır. İnönü-Eskişehir fayının yarattığı bir çöküntü alanı vardır. Bu çöküntü eski graben dolgusu ve yeni graben dolgusu ile tanımlanmıştır. Eski graben dolgusu tabanındaki kaya-blok konglomera ile kömür içeren çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve marn ve en üstte ise volkanik ara katkılı tathısu alg- kireçtaşı alterasyonu ile tanımlanmış olup, 1.2 km kalınlığındadır. Bu dolgu Orta-Geç Miyosen'den yaşlıdır ve memeli fosili içermektedir. Eski graben dolgusu sedimantasyon genişleme tektonik rejiminin ilk aşamasını gösteren büyüme fayı içermektedir. Bununla birlikte deforme olmuş ve ters faylanma ile birkaç bloğu ayrılmıştır. Deforme olmamış modern graben dolgusu kırmızı renkli konglomera, bazaltik kayalar, kumtaşı-çamurtaşıyla onları takip eden alüvyonlardan oluşmaktadır. Modern graben dolgusunun toplam kalınlığı 20-400 m arasında değişmektedir. Eskişehir Fay Zonu ilk faz sıkışma ile gerçekleşen sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak çalışmış ikinci fazda ise genişlemeli tektonik rejim ile gerçekleşen normal faylardan meydana gelmiştir.

Şaroğlu vd. (2005)'te yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu'nu Sivrihisar ile Tahtaköprü (Bursa) arasında yaklaşık 150 km uzunluğunda, sağ yönlü doğrultu atımlı diri bir fay zonu olarak tanımlamıştır. Bu fayın batı ucunda Bursa ile birleşen fay zonu, doğu ucunda Tuzgölü fayı ile birleşip KB-GD yönünde uzanmaktadır. Batı Anadolu açılmalı tektonik rejimin Anadolu levhasının doğu sınırını oluşturmaktadır. Eskişehir Fay Zonu yaklaşık 20 km genişliğinde olup birbirine ara aşamalı sıralanan, normal fay ve sağ yönlü doğrultu atımlı segmentlerden oluşmaktadır. Zon içinde yer alan Eskişehir ovasını kuzeyden sınırlandıran faylar, normal fay karakteri taşımaktadır. Ana fay zonu batıdan doğuya doğru beş ana bölüme İnönü, Dodurga, Kandilli, Osmangazi ve Kaymaz bölümlerinden oluşmuştur. Tahtaköprü-Porsuk barajı arasında yer alan, Dodurga Fayı 60 km uzunluğundadır. Fay üzerinde Kuvaterner'de 6 km'ye ulaşan sağ yönlü morfolojik

ötelenmeler belirgindir. İnönü-Dodurga arasında BKB-DGD yönlü Kandilli segmenti, 25 km uzunluğunda olup normal eğim atım bileşenli olup sağ yönlü doğrultu atımlıdır. D-B genel doğrultusunda uzanan İnönü segmenti ise 20 km uzunluğunda bir normal faydır. Eskişehir kent merkezi yakın güneyinde KB-GD genel doğrultusunda uzanan Osmangazi segmenti toplam 40 km uzunluğa ulaşmaktadır. Turgutlar-Kalkanlı köyleri arasında uzanan, sağ yönlü doğrultu atımlı bu segment 20 km uzunluğunda alt geometrik bölüme ayrılır. 35 km uzunluğunda ve sağ yönlü doğrultu atımlı Kaymaz Fayı ise fay zonunun en doğusunu oluşturur. Eskişehir ovası kuzeydeki normal faylar ile Muttalip ve Alpu segmentlerine ayrılır.

Ocakoğlu'nun (2007)'de yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu, uzunlukları bakımından yer yer 26 km'ye kadar ulaşabilen 20'den fazla segmentten oluştuğunu belirtmiştir. Segmentlerin baskın olarak eğim atım bileşenine sahip normal fay karakterinde olduğunu belirtirken, bazı segmentler üzerindeki düşey atımın 400 m'yi geçtiğini belirtmiştir. Bazı bölümlerde yer yer sağ yanal bileşen izlenebilir. Eskişehir çöküntüsü, kuzeyde bölümünde güney bölümüne nazaran daha düşük (50-700) güney bölümünde kuzey bölümüne nazaran daha yüksek açılarla (70-800) eğimli fayların denetiminde horst-graben yapısı görünümündedir. Segmentlerdeki çoğu yerdeğişirmeler, normal faylar ile sağ yönlü doğrultulu atım bileşenli normal faylar arasındaki değişimlerdir. Genellikle KB yönlü saf doğrultu atımlı faylar Eskişehir Fay Zonu tarafından kesilmiştir. Pliyosen yaşlı flüvyal görsel depolar ve onlarla ilişkili erozyonal yüzeyler Eskişehir Fay Zonu ile herhangi bir ilişki içermemektedir. Dolayısıyla bu veriler, Eskişehir Fay Zonu'nun Pliyosen'den sonra geliştiğini göstermektedir. Kesme-kesilme ilişkisine rağmen Pliyosen paleo akışlardaki uzun ve düşük birikme oranı, Pliyosen zamanından beri modern akarsu yerleşmeleriyle benzerlik göstermektedir (Şekil 1.8).

Özsayın ve Dirik (2007)'de yaptığı çalışmada Eskişehir mega makaslama zonunu, Uludağ'dan-Sultanhanı'na kadar KB-GD-BKB-DGD yönlü fay zonlarının oluşturduğunu belirtmiştir. Ilıca Fay sistemi içerisinde Yeniceoba, Cihanbeyli ve Sultanhanı fayı bulunmaktadır. Bu mega makaslama zonunun, tek fay sistemi olmadığını farklı fay zonlarından oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışma, bu fay sistemini İnönü-Eskişehir Fay Zonu olarak adlandırmıştır.

Okay vd. (2008) çalışmasında Uludağ masifinin güneyinde bulunan metagranitlerde ve çevresinde yaptıkları jeolojik gözlemler ve yaş tayinleri sonucu Eskişehir Fay Zonu'nun bir makaslama zonu olarak Oligosen'de harekete geçtiğini öne sürmektedir.

Ocakoğlu ve Açıkalin (2009)'da yaptığı çalışmada Eskişehir Fay Zonu'nun, güneyinde gerçekleşen akarsuların oluşturduğu taraçaları incelemiştir. Eskişehir'in kuzeyinde oluşan fayların, morfometrik parametreler yönünden güneyine nazaran daha aktif olduğunu tespit etmiş, güneyindeki yatay deformasyonun yıllık 1mm olduğunu ileri sürmüştür. Eskişehir Fay Zonu'nun başlangıç yaşını, Anadolu bloğunun açılmasını takip eden Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir.

Koçyiğit (2009)'da yaptığı çalışmada Ankara civarındaki iller için deprem tehlikesi oluşturan diri faylar bulunmaktadır. Bu faylar Ankara'nın güneydoğusunda yer alan Ayaş, Tuzgölü, İnönü-Eskişehir fay sistemi, Kesikköprü, Küredağ, Balaban, Avşar, Altınekin ve Salanda fay zonlarıdır. İnönü-Eskişehir fay sistemi, toplam 470 km uzunlukta ve 15-25 km genişlikte olup, doğuda Tuzgölü ile batıda Bursa arasında uzanan, önemli miktarda normal bileşene sahip sağ yanal doğrultu atımlı basit bir makaslama zonudur. İnönü-Eskişehir Fay Sistemi uzunlukları 0.5-25 km arasında değişkenlik gösteren birçok segmentten meydana gelmektedir. Ankara il merkezine en yakın bölümü, büyüklüğü 6'nın üzerinde deprem yaratma potansiyeline sahiptir.

Ocakoğlu ve Açıkalin (2010)'da yaptığı çalışmada Eskişehir'de gerçekleşen 1956 depremi ile ilgili kullanılan yoğunluk ölçeği Mercalli-Cancani-Siebergit kullanarak, maksimum hasarın grabenin kuzeyinde bulunan merkez üssüne çok yakın olduğunu saptamıştır. Yüzey kırığını inceleyen araştırmacı Uludere ve Kavacık fay sarplığında depremle birlikte tetiklenen heyelanları ve kaya düşmelerini tespit etmiştir. Bu sonuçlar Uludere ve Kavacık bölgelerinin yoğun bir şekilde sarsıldığını öngörmektedir. Uludere ve Kavacık fay düzlemleri güneye eğimli sağ yanal bileşenli normal faylar olarak gösterilmiştir, ancak 1956 depremi odak mekanizması çözümünde (McKenzie 1972) güneye eğimli düzlem sağ yanal bileşenli normal fay düzlemini göstermektedir. Bu çelişki Seyitoğlu vd. (2015) çalışmasında dile getirilmiştir.

Tün vd. (2010)'da sismik yansıma yöntemini kullanarak Eskişehir vadisinden geçen yaklaşık KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayın varlığını belirtmiştir. Bu fayın

yapılan sismik analizler sonucunda, 150 yılda bir $M=6.4$ büyüklüğünde bir deprem yaratabilecek potansiyel taşıdığı belirtilmiştir.

Özsayın ve Dirik (2011)' de yaptığı çalışmada İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin Tuzgölü havzasının evriminde ve Orta Anadolu Plakasında önemli bir rol oynadığını belirtmiştir. Çalışmaya göre bölgedeki kinematik değişim daralmadan genişlemeye doğru değişmektedir. Tuzgölü havzasının batı kenarı Geç Miyosen'den beri İnönü-Eskişehir Fay Sistemi içinde Yeniceoba, Cihanbeyli ve Sultanhanı Fay Zonları tarafından kontrol edilmektedir. Yeniceoba Fay Zonun'da saha çalışmaları ve kinematik analiz sonucu, iki aşamalı deformasyon tarihi ortaya çıkarılmıştır. İlk aşamada Yeniceoba Fay Zonu sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak K-G yönlü sıkışmalı rejim altında çalışmıştır ve bunu takip eden ikinci aşamada KKD-GGD yönlü genişlemeli rejim altında Yeniceoba Fay Zonu normal fay olarak davranmıştır. Cihanbeyli Fay Zonu KD ve GB'ya eğimli sağ yanal bileşene de sahip normal faylarla temsil edilmektedir. Bu durum Cihanbeyli Fay Zonu'nun, Yeniceoba Fay Zonundan daha genç olduğunu göstermiştir.

Sağlam-Selçuk ve Gökten (2012) çalışmasında Eskişehir Fay Zonu KKB-GGD doğrultulu bir makaslama zonu olarak tanımlamıştır. Çalışma alanındaki faylar Eskişehir Fay Zonu, Alpu Fay Zonu ve Orhaniye Fay Zonu olarak tanımlanmıştır. Eskişehir Fay Zonu çalışma alanında üç farklı faydan oluşmuştur. Yörükkaracaören, Bardakçı-Kaymaz ve Paşakadın Fayları, Fay Zonunun özellikle Bardakçı-Kaymaz Fay'ın kuzeyinde yer alan Tepecik Fayın'da dere ötelenmeleri ve fay çiziklerinin ölçülmesiyle oluşan kinematik veriler elde edilmiştir. Bu veriler, fayların normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı faylar olduğunu göstermektedir. Kuzeyde Alpu Fayı ile güneyde Kaymaz yükselimi ile Eskişehir Fay Zonu arasında kalan bölgeyi, elde edilen veriler ile birlikte değerlendirerek Yörükkaracaören, Bardakçı-Kaymaz, Paşakadın segmentlerine ayırmıştır. Bardakçı-Uyuzhamam Fayının sunduğu kinematik veriler KKB-GGD yönünde bölgesel bir sıkışmayı göstermektedir. Kaymaz civarındaki segmentlerin kuzey yönüne doğru atlaması ile oluşan sıkışmanın, bölgesel gerilme ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir. Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ havzası çalışma alanının diğer yapısal unsurunu oluşturmaktadır. Bu havzanın Güneybatı yönünde paralel bir şekilde BKB-DGD doğrultusunda genişlemesi, Eskişehir-Sivrihisar Fay Zonu ile güneydeki Cihanbeyli Fay Zonu arasında Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ bir çek-ayır havzasını oluşturması ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 1.8).

Esat vd. (2014) çalışmasında Bala civarında 2005 ve 2007 yıllarında iki sismik etkinliğin gerçekleştiğini belirtmiştir. Sismik etkinliklere ait yeniden konumlama işlemleri yapılarak ve odak mekanizması çözümlerine dayanarak, her iki depremin KB-GD doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı Avşar Fayı ile ilgili olduğunu ortaya konmuştur. 2005 yılındaki artçı sarsıntıların normal faylanma gösteren odak mekanizması çözümlerini dikkate alan makale, Karakeçili Fayı'nın tetiklendiğini belirterek, Tuzgölü Fay Zonu'nun KB ucunu oluşturduğu düşünülen Avşar Fayı'nın Karakeçili normal fayı ile sonlandığını öne sürmüştür.

Seyitoğlu vd. (2015) çalışmasında Eskişehir civarındaki ikincil yapılardan yararlanarak, yaklaşık K60B doğrultusuna sahip Çukurhisar-Sultandere segmentinin varlığı ortaya konmuştur. Eskişehir bölgesi civarındaki Eskişehir Fay Zonu'nu aralı-aşmalı, sola sıçramalı, KB-GD gidişli, sağ-yanal doğrultu atımlı fay parçalarından oluştuğunu belirtmiştir. Bölgedeki D-B uzanımlı normal fayların, doğrultu atımlı faylar tarafından kesildiği-belirtilmiştir. Eskişehir Ovasında sismik yansıma verileri ile elde edilen sonuçlar neticesinde, Çukurhisar-Sultandere segmentinin pozitif çiçek yapısı gösteren yanal sıkıştırılmalı (transpresyon) bir özellikte olduğu ortaya konmuştur. Çukurhisar-Sultandere segmentinde, daha önceki morfoloji esas alan çalışmalara nazaran farklı bir sonuca ulaşılmıştır. Bu sonuçlar şuan ki tektonik rejimin morfolojik olarak çok genç olduğunu dolayısıyla önceki tektonik rejimin baskın olarak morfolojisini oluşturduğunu belirtmiştir. Böyle durumlarda morfoloji esaslı çalışmaların tek başına yeterli olmadığını göstermiştir (Şekil 1.8).

Gündoğdu vd. (2015)'de yaptığı çalışmada Eskişehir Fayı'nın yapısal analizi, uzaktan algılama ve saha gözlemleri çalışmaları ile gerçekleşmiştir. Çalışma alanında eklem/çatlak durumlarında 117 adet ölçüm gerçekleşmiştir. Bu ölçümler neticesinde gül diyagramı sonuçları KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin varlığını göstermiştir. Uzaktan algılama yöntemi kullanarak Alos-Palsar uydu görüntüsü üzerinde sırası ile görsel yorumlama, doku analizi ve kenar belirleme zenginleştirme işlemleri uygulandıktan sonra, çizgisellikler belirginleşmeye başlanmıştır. Elde edilen 287 adet doğrultuları ölçülen çizgiselliğin gül diyagramı hazırlanmıştır. Görüntülerden elde edilen çizgiselliklerin doğrultuları sıkışma yönleri ile uyumlu bulunmuştur.

Özden vd. (2015) Eskişehir Fay Zonu'nun Pliyo-Kuvaterner zamanı boyunca, sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını ve KB-GD doğrultulu Transpresyon (yanal sıkışma) etkisinde kaldığını belirtmiştir. Bölgesel olarak ise Transtansiyon (yanal genişleme) etkisi altında kaldığını belirtmiştir. Sığ deprem odak mekanizması çözümleri yanal genişlemeli rejimin göstergesi olarak kabul edilmiştir. Başlangıçtaki yanal sıkışmalı rejimden, günümüzdeki yanal genişlemeli rejime dönüşümdeki nedenler plakaların jeodinamik davranışıyla ilgili olduğu belirtilmiştir. Bu nedenlerin (1) Doğu Anadolu bölgesi boyunca Arap-Anadolu plakalarının çarpışması (2) Ege'de Afrika levhasının Anadolu bloğunu kendine doğru çekmesi (3) Afrika levhasının Kıbrıs ve Helen dalma- batma zonu boyunca ağırlık nedeniyle kopması, (4) Anadolu bloğunun güney batıya olan kaçıışı olduğu savunulmaktadır (Şekil 1.8).

Tün vd. (2016)'da yaptığı çalışmada Eskişehir Kuvaterner havzasının anakaya derinliğini araştırmıştır. Bu araştırmada anakayanın derinliği maksimum 1000 m'ye ulaştığını belirtmiştir. Eskişehir havzasının geometrisinin yarım graben olduğunu ve faz hız değerlerinin 0.2-10 Hz frekanslar için 100-1100 m arasında dağılım eğrileri gösterdiğini saptamıştır.

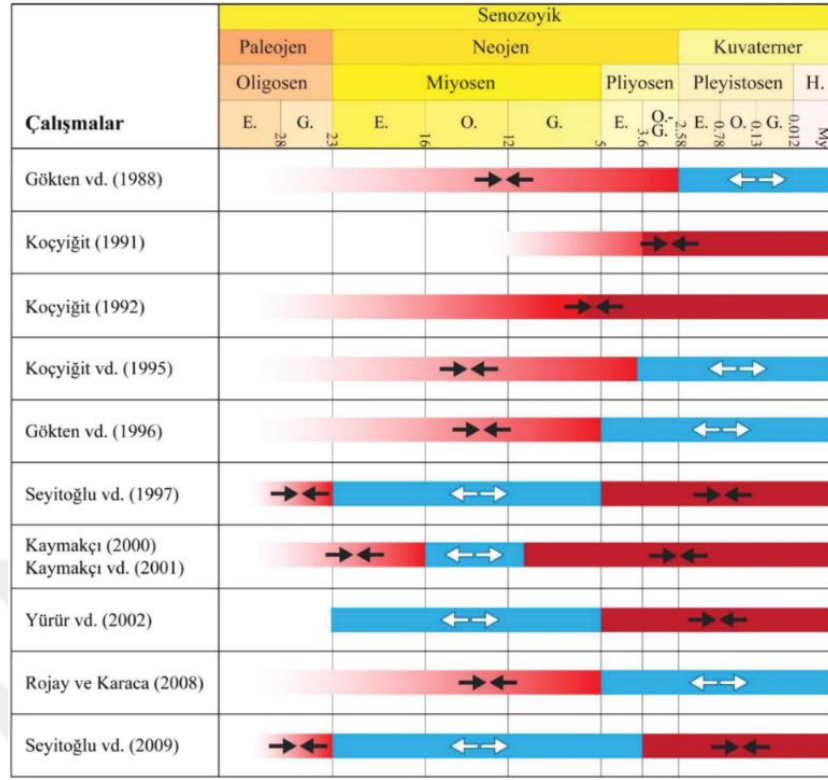
Sağlam-Selçuk vd. (2016)'da yaptığı çalışmada TUTGA99 verilerine dayanılarak bölgeye ait yamulma değerleri hesaplanmıştır. Son 10 yılda Harita Genel Komutanlığından alınan veriler hesaplanarak bölgede KB-GD yönlü bir sıkışmanın varlığı görülmüştür. TUTGA verilerine göre, zonun 10 km uzunluğundaki ortalama gerilme oranı 0.7mm/yıldır. Bölgedeki sıkışmayı işaret eden bu gerilme sistemi, Geç Pliyosen zamanında Anadolu'nun batıya kaçmasıyla ilişkilidir. Tektonik rejimin birçok türü bu çalışma alanının tüm bölgesinde etkilidir. Bu çalışma alanı, KKB-GGD basit makaslama sisteminden dolayı sıkışma etkisindedir.

Esat vd. (2016)'da yaptığı çalışmada, Ilıca Kolu sağ yanal doğrultu atımlı fay parçacıklarından oluşmaktadır. Bu kol, Yenimehmetli ve Kazan arasındaki sıkışma yapıları kama yapıları, gömülü ters faylar, kıvrımlar ile sınırlanmaktadır. Yeniceoba ve Cihanbeyli kolları her ne kadar Eskişehir Fay Zonu ile bağlantılı gözüksede, normal fay karakterinde olması nedeniyle Eskişehir Fay Zonundan bağımsız olarak değerlendirilmeleri daha uygun görülmektedir. Eskişehir Fay Zonu, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu KB-GD daralma ile ilişkili olarak Kuzey Batı Orta

Anadolu sıkışma bölgesi olarak tanımlanmaktadır. Eskişehir Fay Zonu, Batı Anadolu açılma bölgesi ile daralma bölgesi arasında sınır oluşturmaktadır.

Seyitoğlu vd. (2017)'de yaptığı çalışmada Beypazarı Monoklinali yerine Beypazarı Kör Bindirme Zonu önerisini sunmuştur. Monoklinalin tanımında dikçe eğimli tabakaların her iki kanadında da yataya yakın tabakaların bulunması gerektiği belirtilerek, Beypazarı civarındaki yapıyı tanımlamak için Beypazarı Kör Bindirme Zonu'nun daha uygun olduğunu belirtilmiştir. Yapısal gözlemler ve ayrıntılı jeolojik harita, dikçe eğimli tabakaların asimetrik antiklinalin bir kanadı olduğu gösterilmiş ve fay ilerleme kıvrımları olarak yorumlanmıştır. Beypazarı Kör Bindirme Zonu, Eskişehir Fay Zonu, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu arasında kalan ters üçgen şeklindeki levhanın iç deformasyonunu karşılayan yapılardan biridir.

Esat vd. (2017)'de yaptığı çalışmada Abdüsselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması, yaklaşık KD-GB uzanımına sahip batı kenarı normal fayla sınırlandırılmış ve eş yaşlı doğu kenarı bindirme bir yapı olarak tanımlanmıştır. Abdüsselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması'nın doğu kısmında gömülü bindirmeler ve bindirmeler ile ilişkili KKD uzanımlı geniş ölçekli kıvrımlar görülürken, batı kenarında ise Neojen yaşlı sedimanlar içerisinde senklinalleri, normal faylarla ilişkili çekme kıvrımı şeklinde gösterilmiştir. Bu yapının hem KD-GB yönlü morfolojik uzanımı, hem de Orta Miyosen-Pliyosen sedimanter birimlerinde gözlenen kıvrım eksenlerinin KD-GB gidişleri, Abdüsselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması'nın yaklaşık KB-GD yönlü daralma nedeniyle geliştiği görülmüştür (Şekil 1.7).

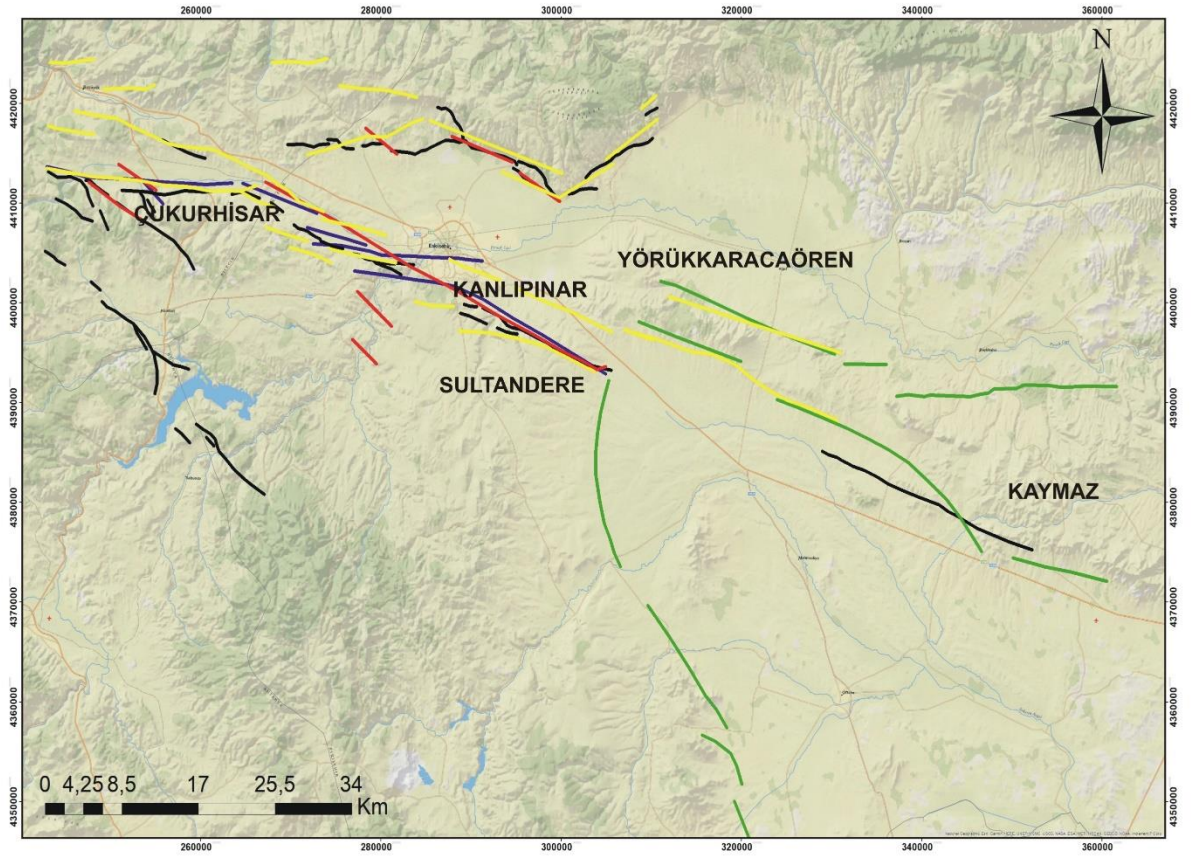


Şekil 1.7 Esat (2017)'den özetlenen KB Orta Anadolu'da Geç Senozoyik'te etkili olan neotektonik rejimin niteliği hakkındaki farklı görüşler (Mavi alanlar genişlemeli tektonik rejimin etkili olduğu zaman aralığını Kırmızı alanlar daralmalı tektonik rejimi göstermektedir)

Şahin vd. (2019) 'da yaptığı çalışmada Nallıhan kamasının, Anadolu'nun kuzeybatı kesiminde Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşında Trakya-Eskişehir Fay Zonları ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı Kuzey Anadolu Fay Zonlarının arasında yer aldığını belirtmiştir. Batıda kıvrımlar dar iken doğuya doğru açık kıvrım özelliği gösterdiğini belirtmiştir. Eosen döneminde oluşan bu kıvrımları kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), güneyde ise Trakya-Eskişehir Fay Zonu (TEFZ) sınırlandırmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Rodop-Pontid Okyanusu'nun süturu Trakya-Eskişehir Fay Zonunun İzmir-Ankara Okyanusu süturu üzerine denk gelmesi ile arada kalan bölgede her iki okyanusun kapanmasını izleyen zamanda deforme olmasıdır. Şahin vd. (2019)'a göre çalışma alanında Alpin orojenezinin sıkışma etkileri Eosen-Oligosen döneminde K-G doğrultulu, Alt-Orta Miyosen döneminde ise KKB-GGD doğrultusunda görülmüştür. Orta Eosen yaşlı birimlerin içinde gözlemlenen küçük ölçekli fayların KKB-GGD doğrultulu Alt-Orta Miyosen deformasyonu esnasında gelişmiştir.

Pekkan ve Kahraman (2020)'de yaptığı çalışmada Kızılınler bölgesinin jeotermal alanına kavramsal bir model oluşturmak için yapılan stratigrafi, tektonik hidrojeokimyasal ve izotop çalışmalarını, bir neden sonuç ilişkisi halinde değerlendirilmiştir. Kızılınler bölgesi Eskişehir-İnönü Fay Zonunun güneyinde, Dodurga Fayının ise kuzeydoğusunda kalmaktadır. Kızılınler de oluşan tektonik yapı bu iki fay sisteminin arasında evrilmiştir. Bu fayların çalışması bölgede kuzeybatı-güneydoğu sıkıştırma kuvvetleri oluşmuştur. Sıkıştırma sırasında doğrultu atımlı fayların etkisinde pozitif çökek yapıları olarak ters faylar oluşmuştur. Kızılınler bölgesindeki sıcak su kaynağında alüvyon ile tuf arasında oluşan, bir ters faydan güneye çıkmıştır. Sıcak su rezervuarında yüzeye doğru ilerleyen sıcak su akımını kontrol eden deformasyonun esas nedeni ise doğrultu atımlı fayların oluşturduğu sıkıştırma tektoniği olduğunu belirtmiştir.

Güneş vd. (2020)'da yaptığı çalışmada Eskişehir ilinin çeşitli yerlerinde DSİ tarafından açılmış 44 adet su sondajı noktaları CBS ortamına aktarılarak enine jeolojik kesitler yapılmıştır. Genel jeoloji ilkelerine göre (yanal devamlılık, kesen kesilen ilişkisi, süperpozisyon teoremi) yapılan analizler sonucunda Kuzeybatı Akarbaşı ve Göztepe mahalleleri, güneydoğuda Yenikent ve Çankaya mahalleleriyle sınırlanan yaklaşık 10 km² lik bir alanda stratigrafik ve jeolojik anlamda görüş birliği olmadığı göze çarpmaktadır. Konglomera üzerine çökelen karbonat içerikli kil seviyeleri ve üzerine çökelen killi kireçtaşı seviyeleri olarak belirgin olarak gözlenmektedir. Neotektonik aktivitenin sağ yanal makaslama zonunun etkisiyle yapısal izleri sahada görülmektedir.



LEJAND

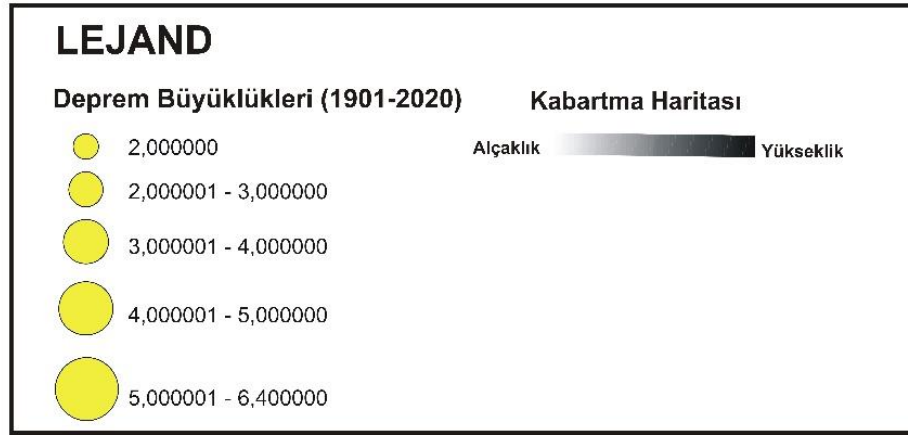
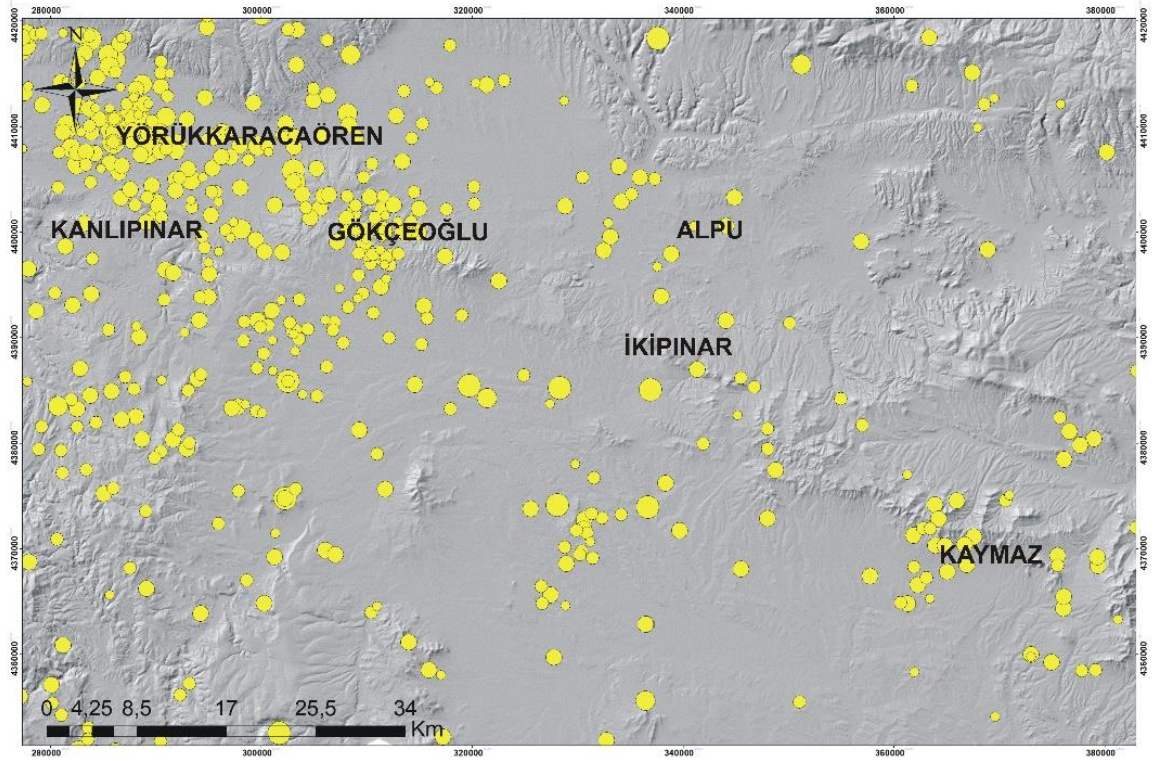
- Altunel ve Barka (1998)
- Ocakoğlu (2007)
- Emre vd. (2011)
- Selçuk ve Gökten (2012)
- Seyitoğlu vd. (2015)

NatGeo_World_Map

Şekil 1.8 Eskişehir Fay Zonu (EFZ) ile ilgili yapılan çalışmalarda elde edilen fay hatlarının karşılaştırılması

1.4 Bölgenin Depremselliği

Eskişehir bölgesinde 20 Şubat 1956 yılında $M=6.4$ büyüklüğünde yıkıcı bir deprem gerçekleşmiştir. Bu aletsel dönem içerisinde gerçekleşen deprem Öcal (1959) tarafından teknik raporda ele alınmıştır. Bu raporda Bilecik, Eskişehir ve Bozüyük çevresinde değişik şekilde hasar tespiti yapılmıştır. Çalışma alanının içerisinde bulunduğu ilçeler 2-3. derece deprem bölgesinde yer almaktadır (AFAD 2020). Bölgenin tektonik yapısı gözönüne bulundurulduğunda, bölge diğer komşu bölgelere nazaran düşük bir deformasyon geçirdiği bilinmektedir (Barka vd. 1995). Eskişehir Fay Zonu üzerindeki deformasyon hızı, farklı araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. Bu çalışmalar ilk olarak; Altunel ve Barka (1998) tarafından deprem verilerini GPS ölçümleri göze alarak hareket hızının (1-2 mm/yıl) olarak hesaplamıştır. Daha sonraki çalışmalar Koçyiğit (2003) normal faydaki düşey hareket hızının (0.07-0.13 mm/yıl), Ocakoğlu ve Açıkalın (2009) taraça çökellerinde kozmojenik yaşlandırarak 1 mm/yıl bulmuştur. Son olarak ise Esat vd. (2021) tarafından, Tutga verilerini kullanarak (5,4± 2,9) mm/yıl olarak hesaplamıştır. Çalışma alanında 1901-2020 yılları arasında değişik büyüklükte 94 tane deprem gerçekleşmiştir (Kandilli 2020). Çalışma alanının depremselliği incelendiğinde, tarihsel dönem içerisinde yıkıcı bir deprem gerçekleşmemiş olsa da aletsel deprem kayıtlarında 3 adet 4 ten büyük deprem meydana gelmiştir (Kandilli 2020) . Çalışma alanının batı bölgesinde, diğer bölgelere nazaran sismik açıdan daha yoğun olduğu görülmektedir (Şekil 1.9).



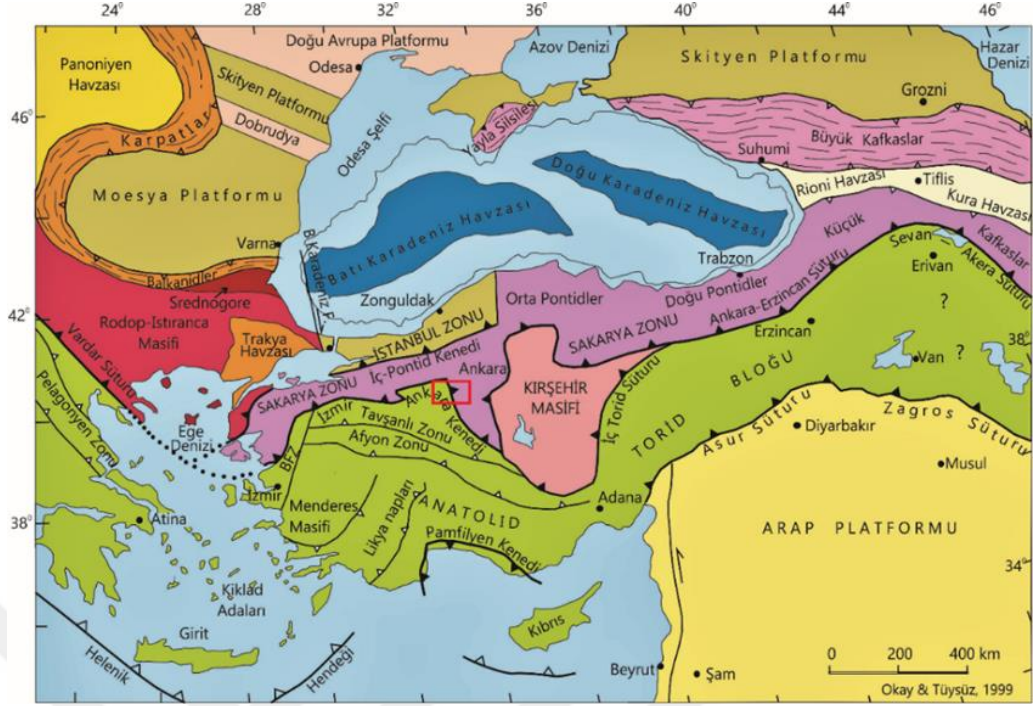
Şekil 1.9 Eskişehir ve çevresinde 1901-2020 yılları arasında gerçekleşen depremlerin odak dağılımını göstermektedir. (Deprem verileri Kandilli rasathanesi 2020'den alınmıştır. B.Ü. KRDAE katalog verisi)

2. BÖLGENİN TEKTONİK EVRİMİ VE ANA NEOTEKTONİK YAPILAR

2.1. Bölgenin Tektonik Evrimi

Türkiye Alp-Himalaya Orojenik kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bu orojenez kuşağı kuzeyde Pontidlerle temsil edilen Lavrasya kıtasıyla, güneyde Torid ve Anatolidlerle temsil edilmektedir (Ketin 1966). Diğer bir görüş ise Anadolu'da Neotetis kuzey kolu'nun (İzmir-Ankara-Erzincan) okyanusu'nun güneyinde Anatolid/Torid platformu mevcut olduğunu belirtmiştir (Şengör 1980). Pontidleri Anatolid-Toridlerden ayıran Tetis okyanusunun iki karayı kenetleyen İzmir-Ankara-Erzincan kenet çizgisi Anatolid ve Torid üzerinde yaygın olarak bulunan ofiyolitler ile temsil edilmektedir (Okay 1985). Kuzeybatı Anadolu, Pontidlerin güney ve Anatolidlerin kuzey kesimini ve bu iki kıta arasındaki okyanusu temsil eden ofiyolitleri kapsamaktadır. Tavşanlı Zonu Anatolid-Torid bloğunun kuzey ucunun Kreatesede yüksek basınç, düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş kesimini oluşturmaktadır. Tavşanlı Zonunda jeokronolojik, stratigrafik ve petrolojik veriler Anatolid-Torid Bloku'nun Geç Kreatesede dalma-batma zonu içerisinde daldıktan sonra yüzeye çıkan bölümünü temsil etmektedir (Okay 2011). Okay ve Tüysüz (1999) tarafından yapılan yaygın sınıflamada ofiyolitik kenet kuşakları ile ayrılan bir dizi kıtasal blok ayrılmıştır. Bunlar 4 bölüme ayrılmıştır (Şekil 2.1).

- 1) Kırşehir Masifi
- 2) Anatolid-Torid Bloku
- 3) Arap Platformu
- 4) Pontidler



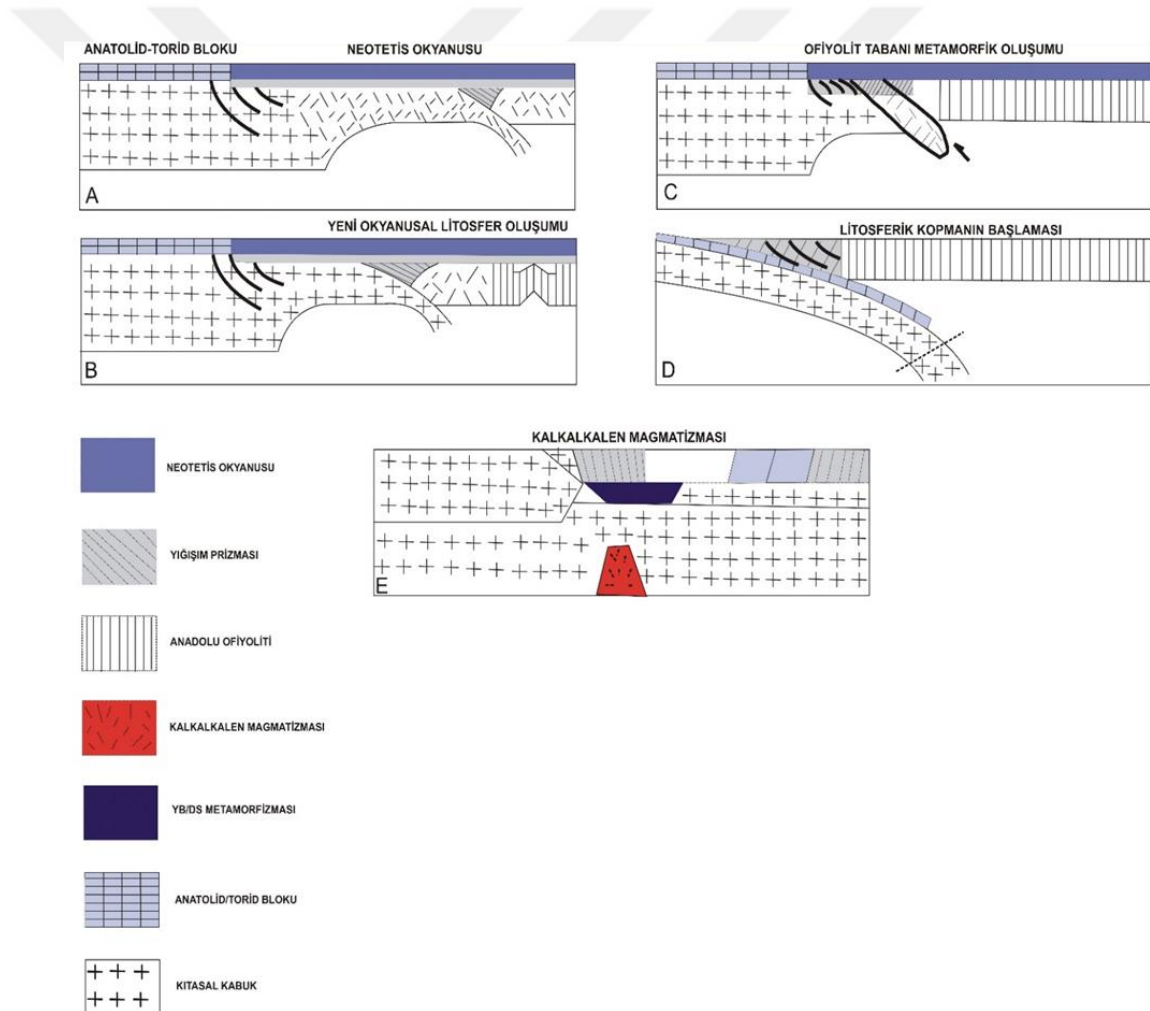
Şekil 2.1 Türkiye ve komşu ülkelerin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz 1999). (Kırmızı çerçeve tez çalışma alanını göstermektedir)

2.1.1 Tavşanlı Zonu'nun Jeolojik Evrimi

Şekil 2.2 A-B'de görüldüğü üzere Neotetis okyanusunun kuzeyini oluşturan Pontidler, Sakarya ve İstanbul Zonların'dan oluşmaktadır. Anatolid-Torid blokunun kuzeyi Erken Kretase (105 My-Albiyen İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis Okyanusuna bakan pasif bir kıta kenarı konumundaydı. Anadolu Ofiyoliti (95 My) Senomaniyede Kretase'de oluşan yayardı okyanusal litosferini oluşturmaktadır. Dünyada Ofiyolitlerle yapılan ofiyolit tabanı metamorfik yaşının ofiyolit yaşına benzerlik gösterdiğini göstermektedir (Okay 2011).

Şekil 2.2 C-D'de görüldüğü üzere İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu Kampaniyende (80 My) Anatolid-Torid Blokunun kuzey bölümü dalma-batma sonucu YB/DS koşullarında metamorfizma geçirmiştir (Okay vd. 1998). Böylelikle Ofiyolit kıta kabuğunun üzerlenmesi başlamıştır. Diğer bir olay ise dalmakta olan okyanusal litosferin, kıtasal litosferden kopmasıdır. Alt çökellerin denizel karakterde olması, Tavşanlı Zonu kabuğunun kıta kabuğu olduğunu işaret etmektedir.

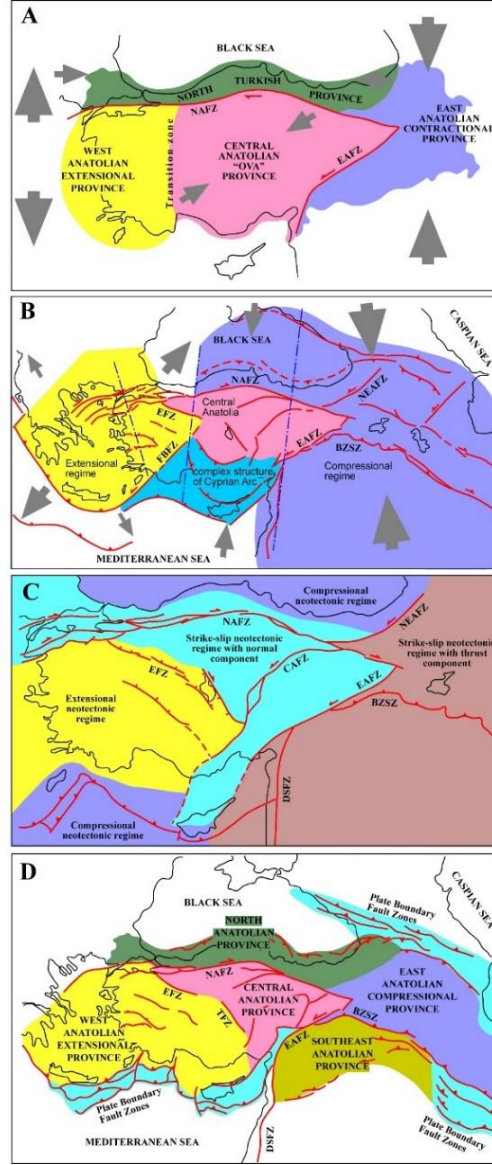
Şekil 2.2 E’de görüldüğü üzere yaklaşık 60 My öncesinde kıta-kıta çarpışması sırasında, çarpışmadan dolayı kabuk kalınlaşmaktadır. Bu sürecin sonunda kalınlaşan kabuk yükselmekte ve aşınmaktadır. Bu süreçler sonucunda, kırıntılı bir sedimentasyon yerini erozyona bırakmaktadır (Okay 2011). Eosen magmatizması için dalmaya devam eden okyanusal litosfer kıtasal litosferden kopmaktadır. Böylece sıcak manto kayaçları sokulmaktadır. Bu kayaçlarla gelen ısı ile birlikte mantoda ergimeye neden olmaktadır (Okay 2011).



Şekil 2.2 Tavşanlı Zonu'nun jeolojik evrimi (Okay vd. 1998, Okay 2011)

2.2 Ana Neotektonik Yapılar

Türkiye'nin neotektonik bölgeleri, dört farklı araştırmacı tarafından ele alınmıştır. Bu çalışmalar tarih sırasına göre açıklanmıştır.



Şekil 2.3 Türkiye'nin neotektonik bölgeleri. A) Şengör vd. (1985) B) Barka ve Reilinger (1997). C) Koçyiğit ve Özacar (2003) D) Emre vd. (2018). NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, NEAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, BZSZ: Bitlis-Zagros Sütur Zonu, EFZ: Eskişehir Fay Zonu, TFZ: Tuzgölü Fay Zonu, SDF: Sultandağı Fay, KEF: Karacadağ Açılma Kırığı, AG: Akçakale Graben, FBFZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu, CAFZ: Orta Anadolu Fay Zonu, DSFZ: Ölü Deniz Fay Zonu (Seyitoğlu vd. 2021 incelemede)

Şengör vd. (1985)' e göre Türkiye'nin neotektonik dönemi Bitlis-Zagros Kenet Zonu boyunca, Anadolu'nun-Arabistan plakasıyla çarpışmasıyla başlamaktadır. Bunu takip eden süreçte, dalma-batma süreci okyanusal dalmaya olanak bulmadığından kıtasal yamulmaya dönüşerek, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları'nın oluşmasına neden olmaktadır. Doğu Anadolu levhası hızla yükselirken, Anadolu Levhası, Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları boyunca batıya doğru göç ettiğini belirtmektedir. Türkiye Orta Miyosen'den günümüze dek dört ana tektonik bölgeden oluşmaktadır. 1) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi 2) Ege'de Kuzey-Güney yönlü graben sistemi 3) Orta Anadolu 'ova' bölgesi 4) Kuzey türk bölgesi.

Barka ve Relinger (1997) GPS ölçümlerinden yararlanarak, Türkiye'nin neotektonik dönemini incelenmiştir. Bu dönemde Doğu Anadolu boyunca kıtasal çarpışma, Ege yayı boyunca okyanusal dalma-batma, Kıbrıs yayı boyunca çarpışma ve dalma-batma süreçleri görülmektedir. Bu süreçler boyunca Türkiye, Kuzey Anadolu Fayı boyunca, saat yönünün tersi yönünde batıya doğru hareket etmektedir. Batı Anadolu bölgesi KD-GB uzanımlı Fethiye-Burdur Fay Zonu ve BKB-DGD uzanımlı Eskişehir Fay Zonu ile Orta Anadolu'dan ayrılmaktadır. Orta Anadolu ve Doğu Anadolu bölgesi sıkışma rejiminin, Batı Anadolu bölgesi ise açılma rejiminin etkisindedir.

Koçyiğit ve Özacar (2003)' e göre Doğu Anadolu Fayı ve Kuzey Anadolu Fayı kıta içi transform fay olarak tanımlanmıştır. Anadolu levhası, Geç Pliyosen'den beri Afrika plakasının Ege-Kıbrıs dalma batması boyunca BGB yönüne kaçmaktadır. Bu süreçleri gözeterik Türkiye'nin neotektonik bölgeleri 4 'e ayrılmaktadır. 1) Doğu Anadolu Bölgesi, ters bileşenli doğrultu atımlı neotektonik rejim 2) Karadeniz, sıkışmalı neotektonik rejim etkisi altındadır. 3) Orta Anadolu Bölgesi normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylarla temsil edilmektedir. 4) Batı Anadolu Bölgesi açılma bölgesi, doğuda Eskişehir-Tuzgölü Fay Zonu'nu sınırlamaktadır.

Emre vd. (2018)' e göre KAF ve DAF kıtaiçi transform faylarının oluşumunu Afrika Plakası'nın, Anadolu Plakası'nın altına dalmasının sonucu olarak, Anadolu'nun batıya kaçmasıyla ilişkili olduğunu belirtmektedir. KAF kıtaiçi transform fayının Anadolu ile Avrasya Plakasının arasında, DAF kıtaiçi transform fayının, Anadolu ile Arap Plakası'nın arasında kaldığını belirtmektedir. Ölüdeniz transform fayı, Ege yayı ve Kıbrıs yayı'nın Türkiye'yi çevreleyen en önemli neotektonik yapılar olduğunu belirtmektedir. Bu çalışma

Türkiye'nin neotektonik bölgelerini Güneydoğu Anadolu Bölgesi, Doğu Anadolu Sıkışma bölgesi, Kuzey Anadolu Bölgesi, Orta Anadolu Bölgesi, Batı Anadolu Açılma Bölgesi olarak ayırmaktadır. Batı Anadolu Açılma Bölgesi 4' e ayrılmaktadır. Bunlar Batı Anadolu Graben bölgesi, İç Isparta Açısı, Dış Isparta Açısı ve Kuzeybatı Anadolu geçiş bölgesidir.

2.3 Çalışma Alanı Çevresindeki Ana Neotektonik Yapılar

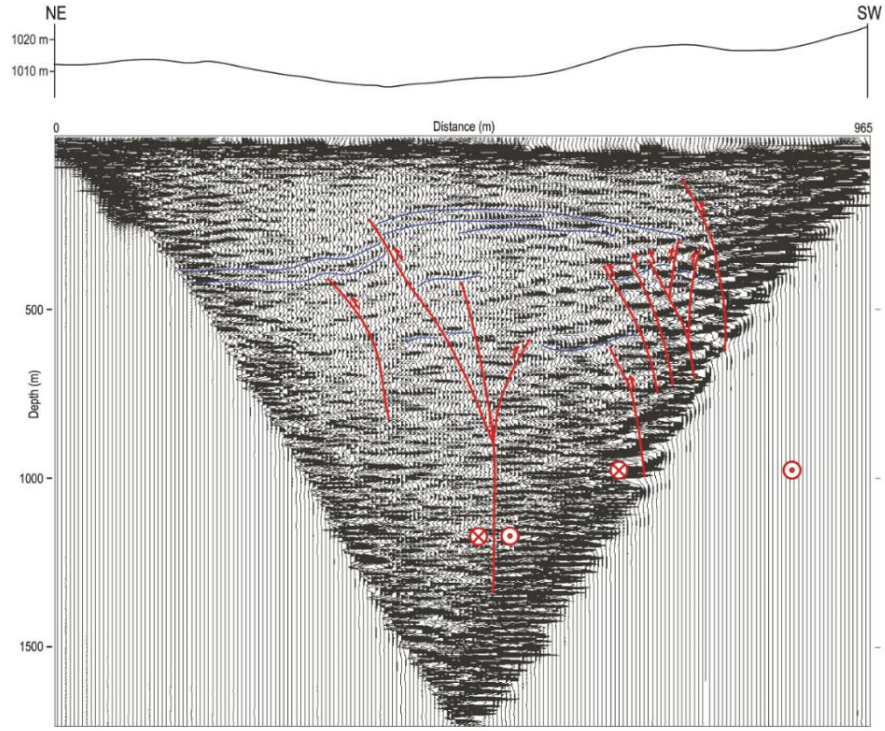
Çalışma alanının çevresindeki başlıca ana neotektonik yapılar Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Eskişehir Fay Zonu, Tuz gölü Fay Zonu, Eldivan-Elmadağ Kıstırılmış Tektonik Kaması, Abdülislam Tektonik Kaması ve Beypazarı Kör Bindirme Zonudur. Bu bölümde ismi geçen ana neotektonik yapıların çevresindeki etkisi nedeniyle, daha önce yapılmış çalışmalarla birlikte özetlenecektir.

2.3.1 Eskişehir Fay Zonu (EFZ)

Eskişehir Fay Zonu (EFZ) Orta Anadolunun en önemli neotektonik yapılarından biridir. Batıda Uludağdan (Bursa) Doğuda Tuzgölüne kadar uzanan EFZ, deprem üretme potansiyeline sahip farklı bölümlerden oluşmaktadır. Bu fay zonunun oluşum yaşı ve bölümleri hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. İlk görüş Ketin (1969)'a aittir. Araştırmacı Eskişehir-Porsuk Çay vadisini aktif fay zonu olarak tanımlarken, EFZ'nin Pliyosen'den beri aktif olduğunu kesme kesilme ilişkisine göre belirtmiştir. EFZ ile ilgili Şaroğlu (1987) tarafından yapılan araştırmalar neticesinde, Bursa-Eskişehir Fay Zonu olarak adlandırılmış Eskişehir Fayı, İnönü-Dodurga Fayı ve Kaymaz Fayı olarak alt bölümlere ayrılmıştır. Altunel ve Barka (1998) tarafından EFZ bir bütün halinde değerlendirilmiş, arazi gözlemlerine göre EFZ'nun Pleyistiyosen yaşlı kumlu-karbonat seviyelerini kestiğini belirtilmiştir. Oklubalı-Turgutlar segmentini deprem üretme olasılığı sahip segment olarak tanımlarken, EFZ'nin karakterini transtasyonel karakterde olduğunu belirtmiştir. (Altunel ve Barka 1998). Diğer bir çalışma ise EFZ'nin Marmara denizini geçerek Orta Anadolu'dan KB Anadoludaki Trakya havzasına kadar uzandığını belirtmiştir. Bu fay zonunun neotektonik dönem öncesine dayanan eski bir yapı olduğu vurgulamıştır (Yaltrak 2002).

Dirik ve Erol (2003) EFZ'nu büyük olasılıkla batıda Tuzgözü havzasını kontrol eden Ilıca, Yeniceoba ve Cihanbeyli Fay zonları ile bağlandığını söylemiştir. Benzer bir görüş Özsayın ve Dirik (2007) tarafından ileri sürülmüştür. Koçyiğit (2005, 2009), Koçyiğit ve Özacar (2003) tarafından İnönü-Eskişehir Fay Zonu olarak adlandırılan EFZ, İnegöl, Eskişehir ve Çifteler grabeni ile Sivrihisar horstundan meydana gelmiştir. Bu görüşe ek olarak Ocakoğlu (2007) tarafından genel olarak KB yönlü saf doğrultu atımlı fayların normal faylar tarafından üzerlendiğini belirtmektedir. EFZ'nin Pliyosenden sonra harekete geçtiğini belirtmiştir (Ocakoğlu 2007). Uludağ masifinin güneyinde bulunan metagranitlerde ve çevresinde yaptıkları jeolojik gözlemler ve yaş tayinleri sonucu Eskişehir Fay Zonu'nun bir makaslama zonu olarak Oligosen'de harekete geçtiğini öne sürmektedir (Okay vd. 2008).

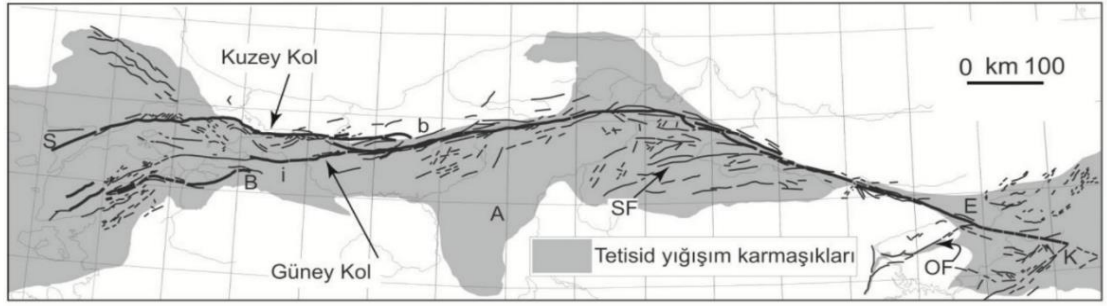
Eskişehir civarındaki ikincil yapılardan yararlanarak, yaklaşık K60B doğrultusuna sahip Çukurhisar-Sultandere segmentinin varlığı ortaya konmuştur (Seyitoğlu vd. 2015). Bölgedeki D-B uzanımlı normal fayların, doğrultu atımlı faylar tarafından kesildiğini belirtilmiştir. Eskişehir Ovasında sismik yansıma verileri ile elde edilen sonuçlar neticesinde, Çukurhisar-Sultandere segmentinin pozitif çökek yapısı gösteren yanal sıkıştırılmalı (transpresyon) bir özellikte olduğu ortaya konmuştur (Seyitoğlu vd. 2015) (Şekil 2.4). GPS temelli çalışmada (Esat vd. 2021) EFZ üzerindeki kayma oranı (5.4 ± 2.9 mm/yıl) olarak saptanmıştır. Yakın zamanda yapılan bir çalışma ise (Seyitoğlu ve Esat 2021) EFZ'nin İnegöl Neojen havzasında Oylat kaplıcaları ve Cerrah köylerinde belirgin bir şekilde izlendiğini belirtmiştir. Bu sağ yanal atımlı fay parçaları biçerek Uludağ Metamorfik Çekirdek Kompleksi'nin kuzeyine ulaşmaktadır.



Şekil 2.4 Çukurhisar-Sultandere segmentinin pozitif çiçek yapısı göstermesi (Seyitoğlu vd. 2015)

2.3.2 Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)

Kuzey Anadolu Fay Zonu Ege denizi'nin kuzey kısmında Saros Körfezi'nden Türkiye'nin doğusundaki Karlıova kasabasına kadar uzanmaktadır. Paralel bir şekilde Karadeniz güney sahiline uzanan, 1200 km uzunlukta baskın bir deformasyon kuşağı olarak yer almaktadır (Ketin 1948, Şengör 1979). Böylece Ege (Taymaz vd. 1991, Özeren 2002, Yılmaz vd. 2002) ile Doğu Anadolu Yüksek Platosunu birleştirmektedir (Şaroğlu 1985, Koçyiğit vd. 2001, Şengör vd. 2003, 2005) (Şekil 2.5). Kuzey Ege boyunca, kuzey ve orta Yunanistan anakarasında geniş bir makaslama ana kuşağı olarak devam etmektedir (Şengör 1979). KAFZ, Tetis'in yığışım karmaşığına ait kayaçlarla kuzeyindeki daha yaşlı sert temele ait kıta parçalarını biraraya getiren sağ yanal bir makaslama kuşağı ile eş zamanlı oluşmuş bir yapıdadır (Şengör vd. 2005).



Şekil 2.5 Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ). Fayların hepsi aktif değildir, fakat son 11 My'da bazı dönemlerde aktivite kazanmıştır. Çoğu potansiyel deprem üreticileridir. (Şengör vd. 2005)

2.3.3 Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ)

Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu yaklaşık 350 km uzunluğunda olan levha içi sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıştır (Şengör vd. 1985, Şaroğlu vd. 1987, Polat 1988, Seyitoğlu vd. 2009). Bu Fay Zonu Reşadiye'nin doğusunda bulunan KAFZ'den ayrılarak Kırıkkale'ye doğru KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Bir başka görüş ise bu fayı Amasya Makaslama Zonunu güney sınırını oluşturan sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay sistemi olarak tanımlamıştır. Genç sedimanlardan elde edilen mikromemeli yaşlanmasına dayalı olarak fayın, Orta Pleyistosen'den beri aktif olduğu belirtilmiştir (Erturaç 2009, Erturaç ve Tüysüz 2012). Bu fay zonunun GPS ölçümleri neticesinde, aktivitesinin hala devam ettiğini göstermektedir (Reilinger vd. 2006, Seyitoğlu vd. 2009). Esat vd. (2021) Orta Anadolu bölgesinde yer alan KEFZ'nin kayma oranını (8.3 ± 3.3 mm/yıl) olarak hesaplamıştır.

2.3.4 Tuzgölü Fay Zonu (TFZ)

Tuzgölü Fay Zonu (TFZ) güneydoğuda Bor Niğde ilçesi ile kuzeybatı Paşadağı (Ankara) ile arasında yaklaşık 200 km uzunluğunda KB-GD doğrultusunda uzanan, 5-25 km arasında değişen genişliğe sahip normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonudur (Öztürk vd. 2018). Farklı araştırmacılar tarafından, Aksaray Fay Zonu (Arıkan 1975), Tuzgölü Fay Zonu (Arpat ve Şaroğlu 1975, Pasquare vd. 1988), Koçhisar- Aksaray Fay Zonu (Uygun vd. 1982, Görür vd. 1984) Aksaray-Şerefli Koçhisar Fayı (Şengör

1985) Tuzgözü Fay seti (Koçyiğit 1991b) ve Koçhisar Fay Seti (Çemen ve Dirik 1992) olarak tanımlanan bu fay zonu, daha sonraki çalışmalarda ise Tuzgözü Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (Toprak ve Göncüoğlu 1993, Leventoğlu 1994, Dirik ve Göncüoğlu 1996, Çemen vd. 1999). Tuzgözü Fay Zonu'nun karakteri konusunda araştırmacılar farklı görüş belirtmişlerdir. (Şengör 1985, Şaroğlu vd. 1987) tarafından fayın yüksek açılı ters fay bileşenine sahip sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu ileri sürmüştür.

Derman vd. (2000) ise TFZ'nin ilk olarak normal bir fay olarak davrandığını, Eosende sol yönlü doğrultu atım kazandığı daha sonrada yeniden normal bir fay karakteri kazanmıştır. Bu görüşlerin aksine neotektonik dönemde yüksek açılı normal fay bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olarak çalıştığı (Toprak ve Göncüoğlu 1993, Dirik ve Göncüoğlu 1996, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2000) düşünülmektedir. Özsayın vd. (2013) Tuzgözü havzası için iki farklı deformasyon rejimi tanımlamışlardır. İlk rejim Üst Miyosen öncesi bölgesel KKB-GGD ve KD-GB sıkışma rejimi ile gerçekleşen sağ yanal faylanma, ikinci rejim ise Pliyosenden şüana kadar K-G, KD-GB yönlü açılma rejimi ile karakterize edilen doğrultu atım bileşenli normal faylanmadır. Diğer bir çalışma ise Kürçer ve Gökten (2014) Tuzgözü Fayı'nı normal fay veya sağ yanal bileşeni bulunan normal fay olarak değerlendirmiştir.

Dinçer ve Işık (2020) Tuzgözü Fay Zonu boyunca, Tuzgözü havzasının Geç Kretase'den günümüze kadar farklı tektonik rejimle temsil etmiştir. Bölgedeki normal fayların Geç Kretase-Orta Eosen dönemi ile Erken Miyosen-Kuvaterner dönemlerini temsil etmektedir. Ters faylar ise Orta Eosen-Geç Oligosen Erken Miyosen zaman aralığını kapsamaktadır. Tuzgözü Fay Zonu'nu temsil eden segmentler, bu faylanmalara nazaran daha genç oluşumlar olarak göze çarpmaktadır. Bu faylanmalar Orta Miyosenden sonra ya da Erken Pliyosen sonrası olmalıdır. 2005-2007 Bala depremlerinin gösterdiği sağ yanal doğrultu atımlı odak mekanizmalarını (Esat vd. 2014) destekler biçimde yakın zamanda meydana gelen 20.09.2020 (Mw=5.3) Obruk depremi, odak mekanizması sonucu doğrultu atımlı faylanmayı işaret ederek, Tuzgözü Fayı'nın karakteri hakkındaki tartışmalara son vermiştir (Esat vd. 2020).

Esat vd. (2021) çalışmasında GPS verilerine göre Tuzgözü Fay Zonu üzerindeki kayma oranı (5.0 ± 2.3 mm/yıl) olarak saptanmıştır.

2.3.5 Beypazarı Kör Bindirme Zonu (BKBZ)

Beypazarı fleksürü bir başka adıyla Beypazarı monoklinali, KB İç Anadolu'da en önemli neotektonik yapılardan biridir (Rondot 1956, Kalafatçioğlu ve Uysal 1964, Kavuşan 1993a, Yağmurlu vd. 1988). Yağmurlu vd. (1998)'de Beypazarı-Çayırhan Neojen havzasının iki aşamada oluştuğunu göstermiştir. İlk aşamada genişlemeli tektonik rejim altında Erken Miyosen'de gelişmeye başladığını belirtmiştir. İkinci aşamada Kuzey Anadolu Fayı ve Eskişehir Fayı arasındaki etkileşim nedeniyle KB-GD sıkışma rejimi ise Erken Pliyosen'den sonra altında deforme olmuştur. Diğer bir çalışma Beypazarı-Çayırhan havza oluşumu KB-GD daralmasıyla git gide daha etkin olmuştur. Bu etkinlik kırıkların ve genç tortulların giderek kıvrımlara dönüşmüştür (Kavuşan 1993a).

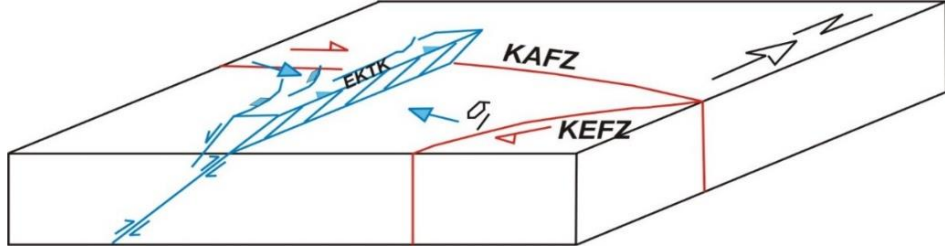
Seyitoğlu vd. (2017) Beypazarı monoklinali olarak bilinen yapının aslında kör bindirmelerle ilişkili fay ilerleme kıvrımı olduğunu belirlemiştir. Bu bölgedeki yapı Beypazarı Kör Bindirme Zonu olarak önermiştir. Bu bölgedeki deformasyonun nedeninin, KB İç Anadolu'da yakın zamanda tanımlanan KAFZ, EFZ ve KEFZ arasında kalan ters üçgen benzeri alanın KB-GD yönünde daralma ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Ardahanlıoğlu vd. (2020)'de Çayırhan-Davutoğlu ve Sekli köyleri arasındaki arazi çalışmasında, sıkışmalı tektonik rejim ile geliştiğini belirtmiştir. Kıvrım yapılarının, sıkışmalı rejim ürünleriyle birlikte gelişen kör bindirme faylarına bağlı olarak geliştiği gözlemiştir.

Esat vd. (2021) çalışmasında GPS verilerine göre Beypazarı Kör Bindirme Zonu üzerindeki kayma oranı (3.2 ± 1.8 mm/yıl) olarak saptanmıştır.

2.3.6 Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması (EKTK)

EKTK'nın batı bölümü normal faylarla sınırlıyken doğu bölümü ise bindirmeden ibarettir. Koyunbaba civarında görülen normal faylar KKB doğrultulu ve GB'ya doğru eğimlidir. Jeolojik ilişkiler değerlendirildiğinde, bu fayın EKTK'dan sonra Erken Pliyosen sonrasında etkin olduğunu göstermiştir. EKTK'nın doğu kenarında yer alan bindirme Balaban havzasının çökellerini Miyosen-Pliyosen zamanında deforme etmiştir. Böylelikle EKTK, D-B gidişli sağ yanal Akarlar fayıyla birleşmiştir (Seyitoğlu vd.

2009)(Şekil 2.6). GPS temelli çalışma ETKK üzerinde daralmayı temsil eden maksimum ($12.5 \pm 3.2 \text{ mm/yıl}$) kayma oranı saptamaktadır (Esat vd. 2021).



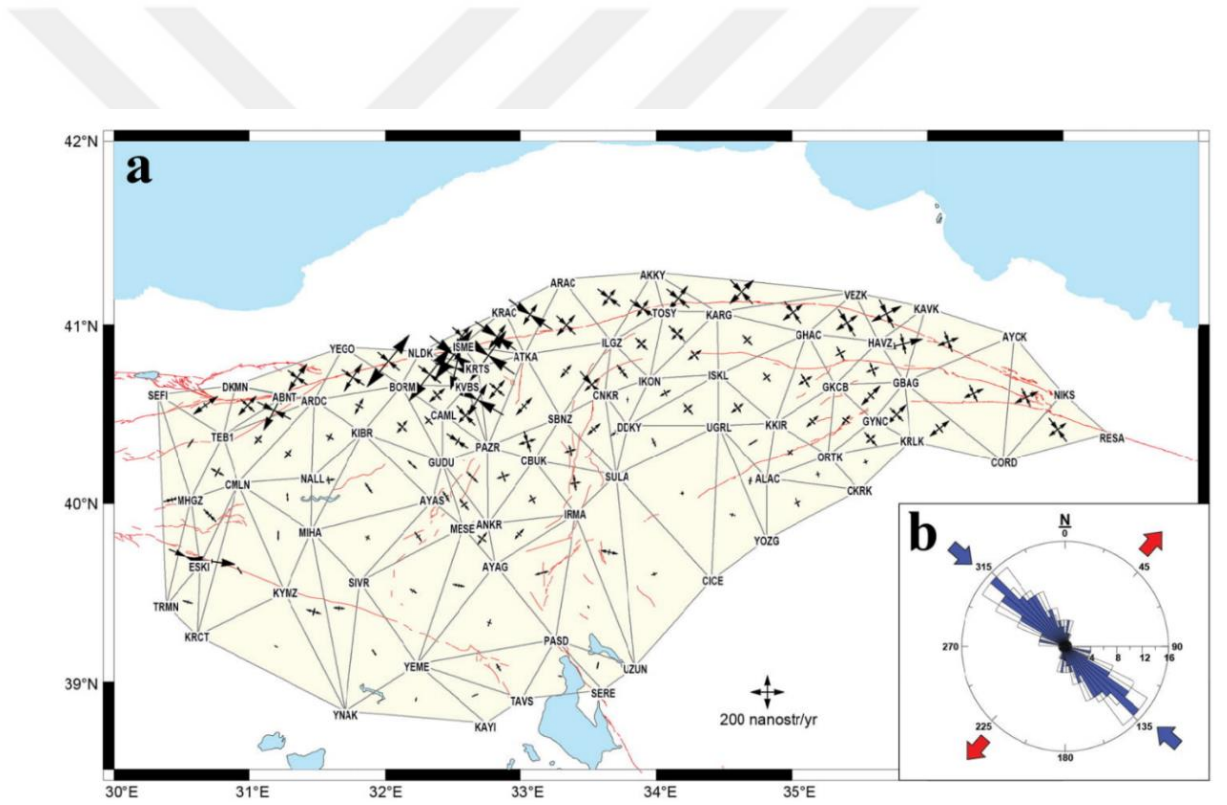
Şekil 2.6 Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) arasında Eldivan-Elmadağ Kıstırılmış Tektonik Kamasının (EKTk) durumunu gösteren şekil (Seyitoğlu vd. 2009)

2.3.7 Abdüsselam Kıstırılmış Tektonik Kaması (AKTK)

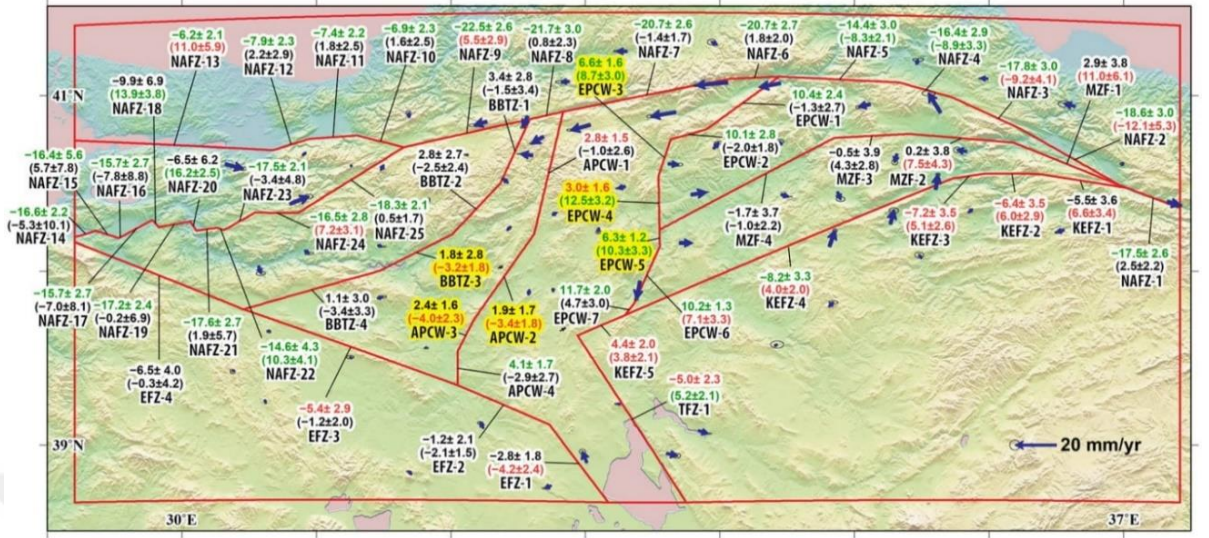
Abdüsselam Kıstırılmış Tektonik Kaması, Yenikent ile Ayaş arasında, Ankara'nın 35 km batısında yer almaktadır. 6 km genişliğine sahip, KB-GD yönünde yaklaşık 30 km boyunca doğrusal biçimde uzanmaktadır. Bu yükseltinin batı kenarı normal faylarla doğu kenarı ise bindirme ve ters faylarla sınırlıdır. Karasal sedimanları deforme eden Miyosen-Pliyosen yaşlı bu fayların oluşturduğu yükselti, yapısal özelliği bakımından tektonik kama yapısı olarak tanımlanmıştır. AKTK'nın hem KD-GB yönlü morfolojik uzanımı hem kıvrım eksenlerinin KD-GB doğrultuları, AKTK'nın KB-GD yönlü sıkışma etkisiyle geliştiğini göstermiştir (Esat vd. 2017). Esat vd. (2021) çalışmasında GPS verilerine göre Abdüsselam Kıstırılmış Tektonik Kaması üzerindeki kayma oranı ($4.0 \pm 2.3 \text{ mm/yıl}$) olarak saptanmıştır.

2.4 Kuzeybatı Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi Kavramı (KOASB)

Doğrultu Atımlı Fay Zonları Olan KAFZ, KEFZ ve EFZ ile çevrili bölge içerisinde yaklaşık Ankaranın batısında yer alan KD-GB doğrultuya sahip sıkışma yapıları gözlenmektedir. Bunlardan batıda yer alan sıkışma yapısı BKBZ, AKTK ve EFZ tarafından sonlanırken doğuda yer alan sıkışma yapısı EKTK, KEFZ ile sonlanmaktadır. GPS verileri bölgenin KB-GD doğrultusunda daraldığını göstermektedir (Esat 2011, Esat vd. 2021) (Şekil 2.7). Blok modelleme sonucunda bölgedeki kayma oranları (Esat vd. 2021) Şekil 2.8’de görülebilir.



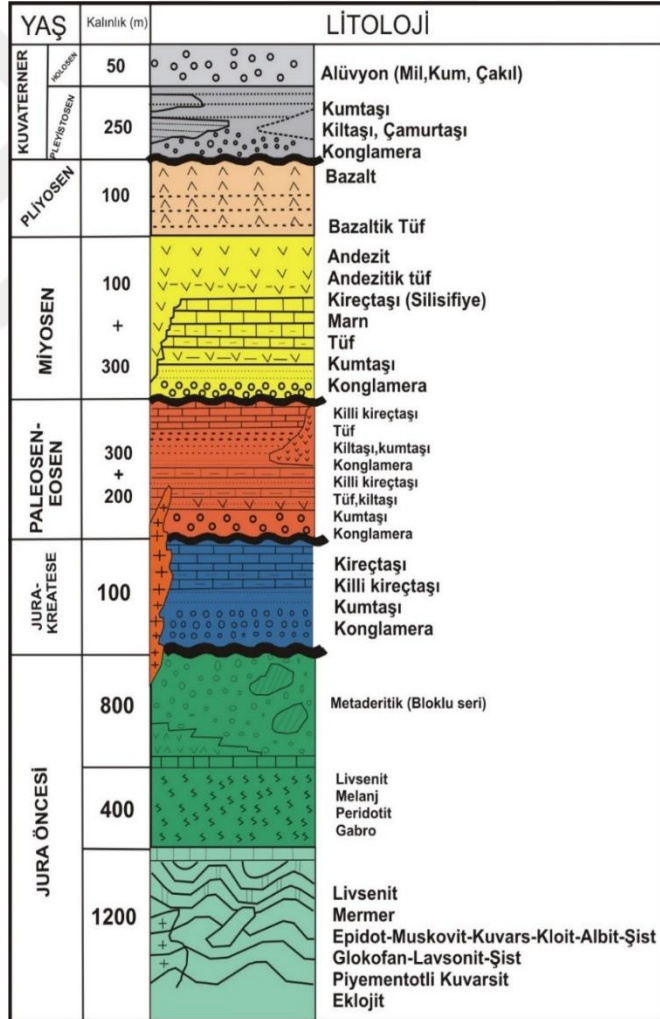
Şekil 2.7 a) TUTGA verilerinden elde edilen yamulma eksenleri. Kırmızı çizgiler fayları temsil etmektedir. b) Daralma eksenlerinin gül diyagramı (Mavi oklar daralma yönünü temsil ederken, kırmızı oklar açılma yönünü temsil etmektedir). (Esat vd. 2021)



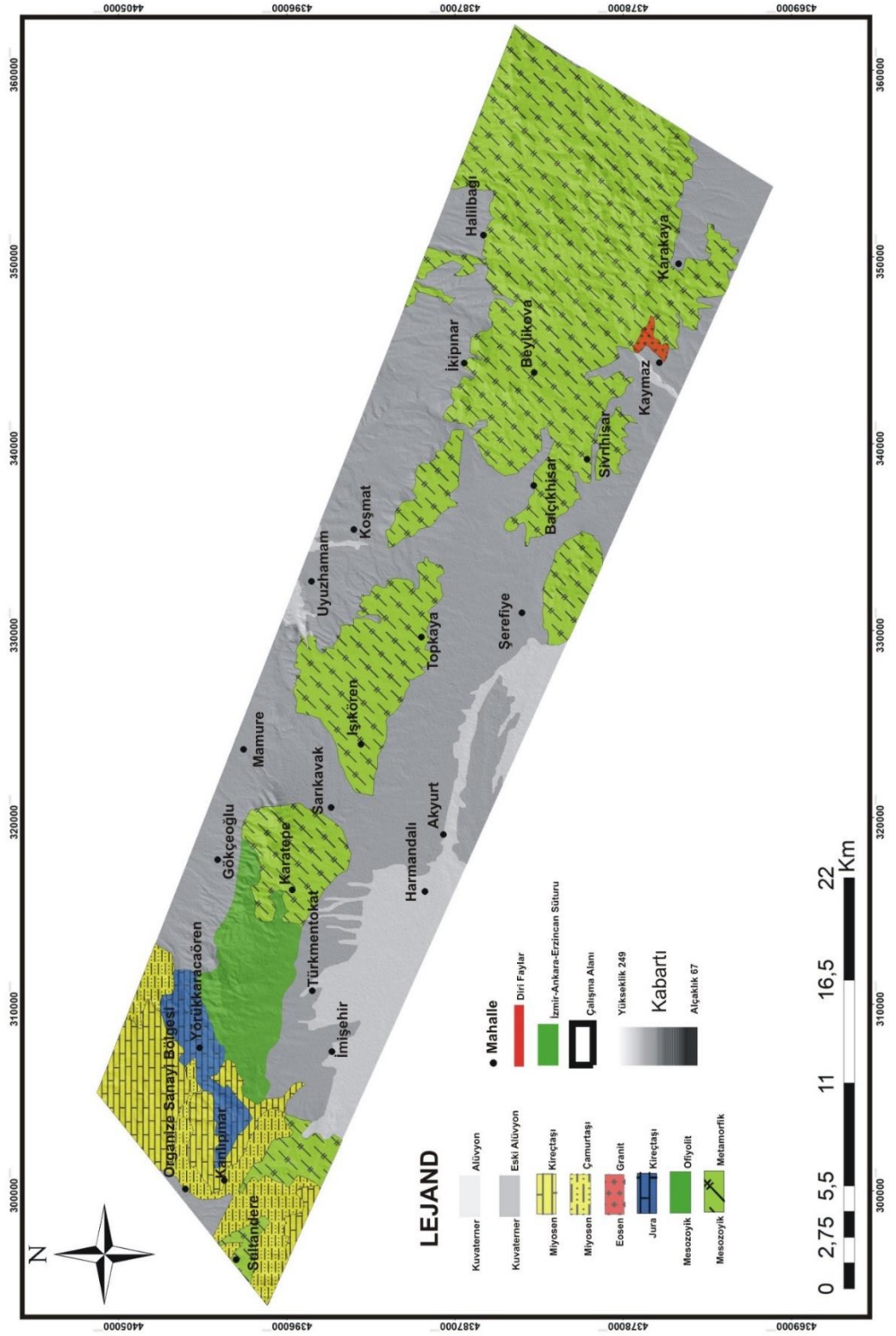
Şekil 2.8 KB Orta Anadolu sıkışma bölgesinde kayma oranları, kayma oranları mm/yıl cinsinden gösterilmiştir (Esat vd. 2021)

3. STRATİGRAFI

Çalışma alanı ekonomik potansiyeli (jips, tuz, trona, kömür vb.) nedeniyle birçok araştırmanın konusu olmuştur. Havzanın stratigrafisi Gözler vd. (1985, 1996) çalışmalarından faydalanılarak özetlenecektir. Çalışma alanında stratigrafi Temel kayalar, Neojen yaşlı kayalar ve Kuvaterner yaşlı kayalar ve alüvyon birimleri başlıkları altında toplanabilir. Temel kayalar Tavşanlı Zonuna ait metamorfik kayalar, ofiyolitler ve granitler ve kireçtaşlarından oluşurken, Neojen yaşlı kayalar kireçtaşı, çamurtaşı, konglomera ve marndan oluşmaktadır (Şekil 3.1, 3.2). Formasyon isimleri (Gözler vd. 1996)'dan alınmıştır.



Şekil 3.1 Kanlıpınar-Kaymaz çevresinin statigrafik kesiti (Gözler vd. 1985)



Şekil 3.2 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin litoloji haritası (Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012 ve Ocaklı vd. 2018'den değiştirilerek alınmıştır)

3.1 Temel Kayaçlar

Bölgedeki temel kayaçlar inceleme alanının güneyinde ve doğusunda geniş yayılım sunmaktadır. Bu kayaçlar yüksek basınç düşük sıcaklık metamorfizması geçiren eklojitler, bu kayaçlarla tektonik dokanak halindeki ofiyolitlerle birlikte, Jura kireçtaşları ve bu kayaçlara sokulum yapmış olan granitlerden oluşmaktadır (Okay 2008, 2011) (Şekil 3.1, 3.2).

3.1.1 Eskişehir Metamorfikleri

Metamorfik kayaçlar Kanlıpınar ile Sivrihisarın kuzeyine doğru yeşilden sarı renk tonlarına kadar değişen çok kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunmaktadır (Gözler 1985). Tavşanlı zonu adı verilen bu metamorfik kuşak ilk olarak Menderes-Torid platformunun okyanusa bakan kuzey bölümünde çökelmiş dalma-batma meydana gelmesiyle yüksek sıcaklık, düşük basınç metamorfizması geçirmiştir (Okay 2008, 2011) (Şekil 3.1, 3.2). Sivrihisar bölgesinde metabazik kayalarda sıcaklığın biraz daha yüksek olduğu yerlerde lavsonitli eklojitler tanımlanmaktadır. Bölgedeki lavsonitli eklojitler, granatlı mavişistler ile ardalanma göstermektedir. Bu bölgedeki basınç ve sıcaklık değerleri 520 derece ve 22-24 kbar olarak hesaplanmıştır (Davis ve Whitney 2006, 2008). Yüksek sıcaklık metamorfizması gösteren Ofiyolit tabanı metamorfiklerinde YB/DS metamorfizması gözlenmektedir (Dilek ve Whitney 1997, Okay vd. 1998, Önen ve Hall 2000, Okay 2011). Ofiyolit tabanı metamorfizması, okyanus içi bindirmesi sırasında sıcak ofiyolit diliminin getirdiği ısı sonucunda gelişir. Bu ısı üstten alta doğru ilettiği için, bu tip kayalar ters derecelenme göstermektedir (Okay 2011). Metamorfik birimlerin yaşı, Jura öncesi olarak kabul edilmektedir (Gözler 1985). Çalışma alanında gözlenen mermerler gri renkte olup, bol kırıklı ve kıvrımlıdır (Şekil, 3.3, 3.4).



Şekil 3.3 Kanlıpınar bölgesinde yüzeylenen metamorfik kayaçlar (Kanlıpınar Göleti doğusu). Bakış yönü batı



Şekil 3.4 Kaymaz bölgesinde yüzeylenen kıvrımlı mermerler (Subaşı Mesire Alanı güneyi). Bakış yönü kuzey

3.1.2 Granitler

Karakaya ve Sivrihisar (Kaymaz) bölgesinde yer alan taneli dokulu granitler batıya doğru porfirik doku kazanmaktadır. Granitler aynı zamanda granodiyorit ve diyorit kayaç özelliği göstermektedir (Gözler vd. 1985) (Şekil 3.1, 3.2). Yörükkaracaören köyün civarında porfirik dokulu granitler bulunmaktadır. Bu kayaçların Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarını kestikleri görülmektedir (Gözler vd. 1985). Bölgedeki derinlik kayaçların Beniof zonundan oluştuğu saptanmıştır. Bölgedeki granitik kayaçların oluşumu, 100-200 km arasında derinliğinde değişmektedir. Granitik kayaçlar, kalkalkalen magmadan türemişlerdir. Derinlik kayaçların jeokimyasal, petrografik ve petrografik tanımları özelliklerine göre volkanik yay, I-tipi ve çarpışma sonrası granitoidlerin özellikleri taşımaktadırlar (Kibici vd. 1998) (Şekil 3.5). Karakaya bölgesinde makaslanmış granitler görülmektedir.



Şekil 3.5 Karakaya bölgesinde granitler (Karakaya Köyü batısı). Bakış yönü güney

3.1.3 Ofiyolitler

Ofiyolitler çalışma alanının doğusunda yer alan Gökçeoğlu bölgesinde yüzeylenmektedir. Tavşanlı zonunda yer alan ofiyolitlerin küçük bölümü piroksenit, gabro, kromit ve peridotitleri kesen diyabaz dayklardan %90 dan daha fazlası peridotitlerden yapılmıştır.

Peridotitler esas olarak harzburjit ve dünitten yapılmıştır. Dünitlerin içerisinde genel olarak kromit kütleleri yer almaktadır (Okay 2011) (Şekil 3.1, 3.2). Batı Anadolu'da ofiyolitler değişik büyüklükteki yüzlekleri bulunmaktadır. Ofiyolitler litolojik özellikleri ve jeolojik oluşumları açısından birçok benzerlik barındırmaktadır. a) peridotitler dayklar tarafından kesilir b) genelde harzburjit ve dünitten oluşurlar c) izotopik yaşı nedeniyle tüm Anadolu ofiyolit tabanı metamorfikleri YB/DS metamorfizması gözlenir (Dilek ve Whitney 1997, Okay vd. 1998, Önen ve Hall 2000) (Şekil 3.6). Ofiyolitler bu ortak özellikleri nedeniyle Anatolid-Torid bloku üzerine, Geç Kretase zamanındaki yerleşmiş ofiyolit'i oluşturmaktadır (Dilek vd. 1999, Önen 2003).



Şekil 3.6 İmişehir bölgesinde yüzeylenen ofiyolitler (Gökçeoğlu Köyü güneybatısı). Bakış yönü kuzey

3.1.4 Zeyköy Formasyonu

İnceleme alanının batısında Yörükkaracaören mevkinde yüzlek veren Jura yaşlı kireçtaşı ve kumtaşından ibarettir. Altta kumtaşından başlayan bu birim üste doğru kireçtaşlarına geçmektedir. Batı Anadolu ve çevresinde bu birim Bilecik kireçtaşı olarak tanımlanmaktadır (Altınlı 1971). Kireçtaşları beyaz ve gri renk tonlarında kalın tabakalı, silis içeren kaya tipindedir (Gözler vd. 1985). Bilecik kireçtaşlarının sert yapısı, depolanma sırasında eş zamanlı sedimenter taşlaşma ile açıklanmaktadır. Bu tür oluşumlar denizel yüksek akıntı alanlarında kısmen yavaşlamış ya da kesintiye uğramış sedimantasyon ürünü olarak gerçekleşmiştir. Bu sert kireçtaşı yapısı erken ve geç diyajenetik evrelerle açıklanmaktadır. Bu evrelerdeki gözlenen farklı tipteki karbonat çimentosu gelişimleri erozyon yüzeyleri, karstik erime boşlukları gibi olaylar gerçekleşmiştir. Sert zeminli sığ denizel Bilecik kireçtaşlarında blok faylanmanın etkisiyle sedimantasyonun yavaşladığı veya kesildiği söylenebilir (Tekin 2001) (Şekil 3.1, 3.2).

3.2 Örtü Kayaçları

İnceleme alanındaki temel kayaçları açısız uyumsuzlukla örtmektedir. Eosen yaşlı Mamuca formasyonu, Miyosen yaşlı Porsuk Formasyonu ve bu kayaçlar üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Pleyistosen yaşlı Akçay Formasyonu, Holosen yaşlı Güncel Alüvyon yer almaktadır (Gözler vd. 1985, 1996) (Şekil 3.1, 3.2).

3.2.1 Mamuca Formasyonu

Eskişehir'in güneyinde yer alan bu birim kırmızı konglamera, kumtaşı, marndan ve üzerine gelen killi sarı renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Miyosen ve daha genç yaşlı birimler tarafından örtülmüştür (Gözler vd. 1985) (Şekil 3.1, 3.2).

3.2.2 Porsuk Formasyonu

Çalışma alanının batı bölgesinde geniş alan kaplayan bu birim marn, tuf, kireçtaşı, konglomera, kıltaşı istifinden oluşmaktadır. Konglomera üyesi orta ve iri büyüklüktedir. Genellikle kıltaşı, marn, tuf seviyeleri ardanmalı devam etmektedir (Gözler vd. 1985). Porsuk formasyonuna ait olan kumtaşları ve konglomera kırmızı kahverengi, sarımsı renk tonlarında tanımlanmaktadır. Kireçtaşlarında ise yer yer ince bantlar halinde killer gözlemlenmektedir. Porsuk formasyonuna yer alan kireçtaşları beyaz renk tonlarındadır. Havzanın doğusunda tüflü bir yapıya, batısında ise yer yer silis bantları içeren kireçtaşları yapıya sahiptir (Gözler vd. 1996). Porsuk formasyonu içinde kıltaşı-marn birimlerinde *Emmericia rumana Tournouér*, *Valvata crusitensis (Fontannés) 1886* ve *Gyraulus (G.) ignoratus Schickum-Puissegur 1977* gibi Gastropod türleri tespit edilmiştir (Taner 2004) (Şekil 3.1, 3.2).

3.2.3 Akçay Formasyonu

Akçay formasyonu'nda küçük taneli çakıltaşlarının oluşturduğu gözlenen, konglomera ve kumtaşı yer almaktadır. Konglomeralar gevşek tutturulmuş olup 1-30 cm arasında değişmektedir. Birimin kalınlığı ise 100-300 m arasında değişmektedir (Gözler 1985) (Şekil 3.7). Ayrıca Kaymaz bölgesinde ve çevresinde rekristalize kireçtaşı parçaları içeren, karbonat çimentolu kötü boylanmış konglomeralar gözlenmektedir (Şekil 3.1, 3.2).



Şekil 3.7 Kaymaz bölgesinde gözlenen kötü boylanmış konglomeralar (Balçikhisar köyü güneyi). Bakış yönü batı

3.2.4 Güncel Alüvyon

Çalışma alanında yeralan çökeller, güncel akarsuların kenarında çökelen pekişmemiş çakıl, kum boyutunda güncel alüvyonlar görülmektedir (Şekil 3.1, 3.2, 3.8).



Şekil 3.8 Çalışma alanında güncel akarsuların kenarlarında depolanan kum ve çakıl boyutunda pekişmemiş sedimanlar (Kanlıpınar Şehitliği Ormanı güneyi). Bakış yönü doğu

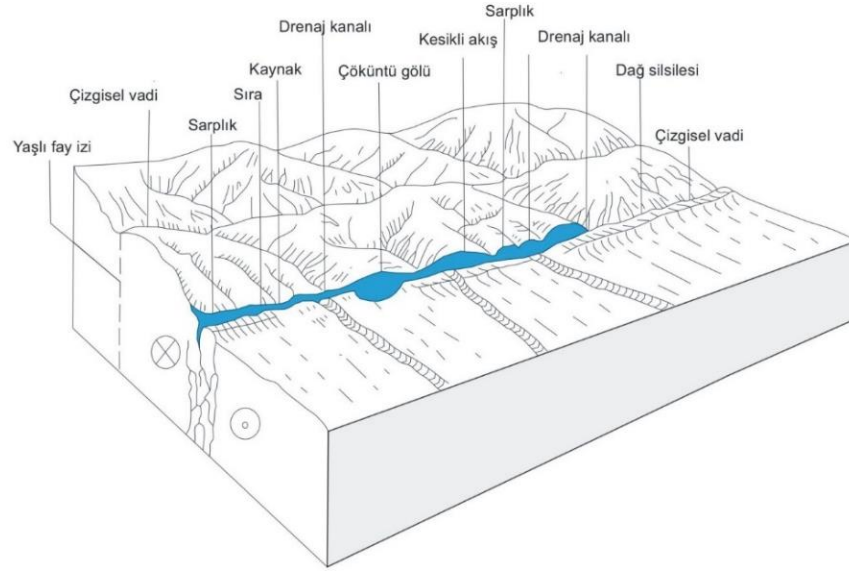
4. ÇALIŞMA ALANINDAKİ GENÇ YAPILAR

4.1 Giriş

Doğrultu atımlı faylar yerdeğiştirme vektörünün fayın doğrultusuna dolayısıyla yerin yüzeyine paralel olduğu faylardır (Fossen 2016). Doğrultu atımlı fayların ve makaslama zonlarının eğimi tipik olarak diğer faylardan fazla olup, çoğunun harita görünümü oldukça düz çizgi şeklindedir. Doğrultu atımlı faylar boyunca eğrisellikler ve geometrik düzensizlikler de gözlenmektedir. Bunun yanı sıra doğrultu atımlı faylar her türlü ölçekte gelişmektedir (Fossen 2016). Aktif doğrultu atımlı bir fay üzerinde; basınç sırtı, çöküntü gölü, ötelenmiş drenaj, fay sarplığı, çizgisel uzamış vadi, ötelenmiş drenaj kanalı, gibi farklı ölçeklerde jeomorfolojik yapılar gözlenebilmektedir (Şekil 4.1).

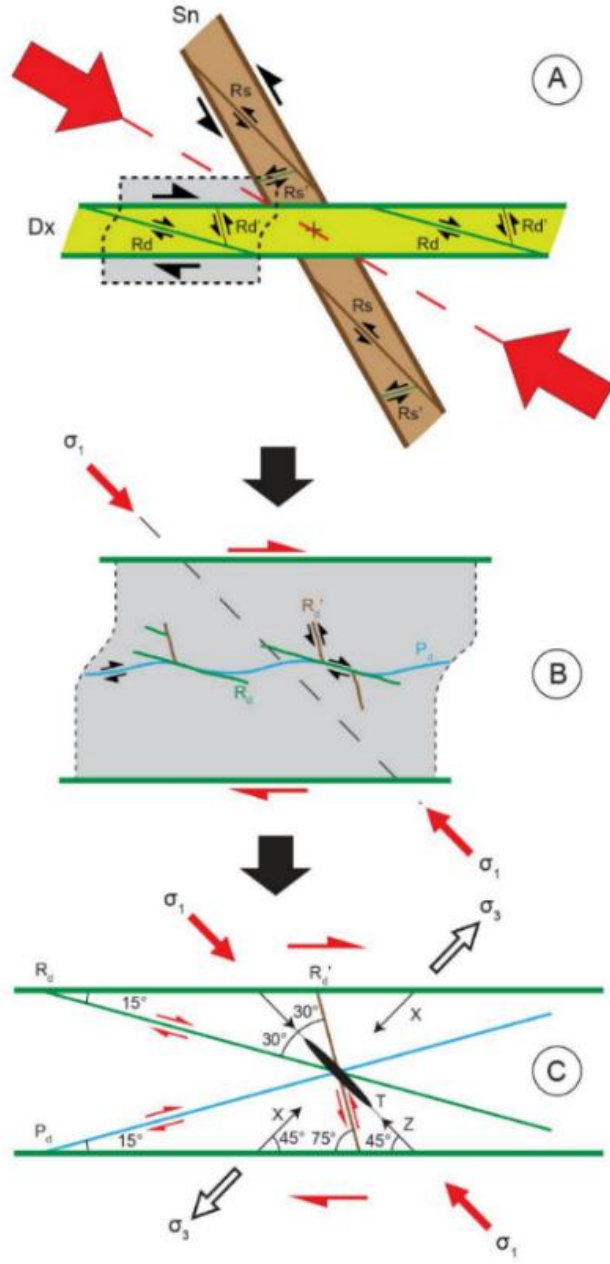
Doğrultu atımlı fayların başlıca jeolojik özellikleri şunlardır (Ketin 1966).

- 1) Yeryüzündeki görünüşleri çoğunlukla düz bir çizgi halindedir.
- 2) Fay çizgisi boyunca fay breşi gözlenmektedir.
- 3) Atım az da olsa topoğrafyadaki görünüşü belirgindir.
- 4) Fay boyunca yer değiştirme miktarı birkaç cm ile yüzlerce km arasında değişir.
- 5) Çok defa bunlar çatallanırlar veya bindirme faylarına geçerler.
- 6) Sağ ya da sol yönlü olarak gelişirler.
- 7) Fay boyunca çoğu zaman dere yataklarının ötelendiği vadilerin karşısına tepeciklerin geldiği, yer yer küçük göllerin bulunduğu morfolojide büyük bir değişikliğin meydana geldiği faylardır.
- 8) Sıcak-Soğuk su kaynaklarına neden olur.
- 9) Çizgisel bitki anomalisi gösterebilir.
- 10) Fay atlaması ve fay bükülmesi gözlenir.
- 11) Yanal atımdan kaynaklanan çekme ve basınç gerilmesine sebep olabilirler.



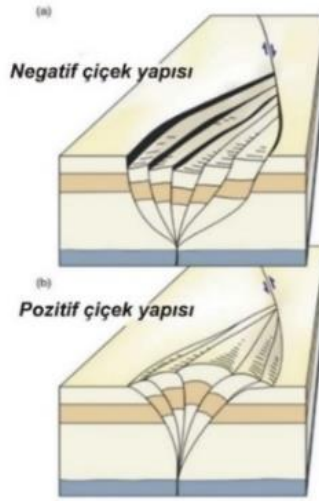
Şekil 4.1 Doğrultu atımlı faylar üzerinde gözlenen morfolojik yer şekilleri (Sylvester 1988)

Doğrultu atımlı faylar kabuğun bireysel parçaları yer'in yüzeyi boyunca farklı hızlarda hareket ettiği zaman oluşurlar. Doğrultu atımlı faylara eşlik eden birkaç çeşit ikincil yapı söz konusu olup, deneysel çalışmalar bunların keşfedilmesine yardımcı olmuştur. İlk deneysel çalışma Riedel tarafından 1900'lü yılların başında yapılan kil deneyidir. Riedel deney düzeneği kil katmanı ile kaplanmış iki ahşap bloktan oluşmaktadır. Bloklar kayarken gerilme kil katmanına aktarılmıştır. Riedel kısa süre sonra kil katmanında temiz ve tek bir fay yerine küçük kırık dizisinden oluşan bir deformasyon geliştiğini fark etmiştir (Şekil 4.3) (Fossen 2016). Böylece deformasyon modeli ile oluşan Riedel makaslama fay modeli ile birbirine eşlenik biçimdeki kırıklar, doğrultu atımlı faylar ile uyumluluk göstermektedir (Riedel 1929, Tchalenko 1970, Vialon vd. 1976, Wilcox vd. 1973) (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Riedel makaslama modeli (A-Riedel makasları ile ilgili σ_1 basınç gerilmesinden kaynaklanan sağ yanal ve sol yanal faylara sahip eşlenik fay sistemi; B-Sağ yanal fayın detaylı Riedel yapıları (R ve R') ve ortaya çıkan makaslama kırığı (P) Farklı bileşenler arasındaki açısal ilişkiyi gösteren Riedel Makaslama sistemi. C- Homojen bir açıyla oluşan sürtünme katsayısı $\phi = 30^\circ$ olan malzeme. σ_1 : maksimum gerilme; σ_3 : minimum gerilme; T: = tansiyon çatlığı; X: maksimum uzama eksenini Z = maksimum kısalma eksenini Bochud 2011'den alınmıştır)

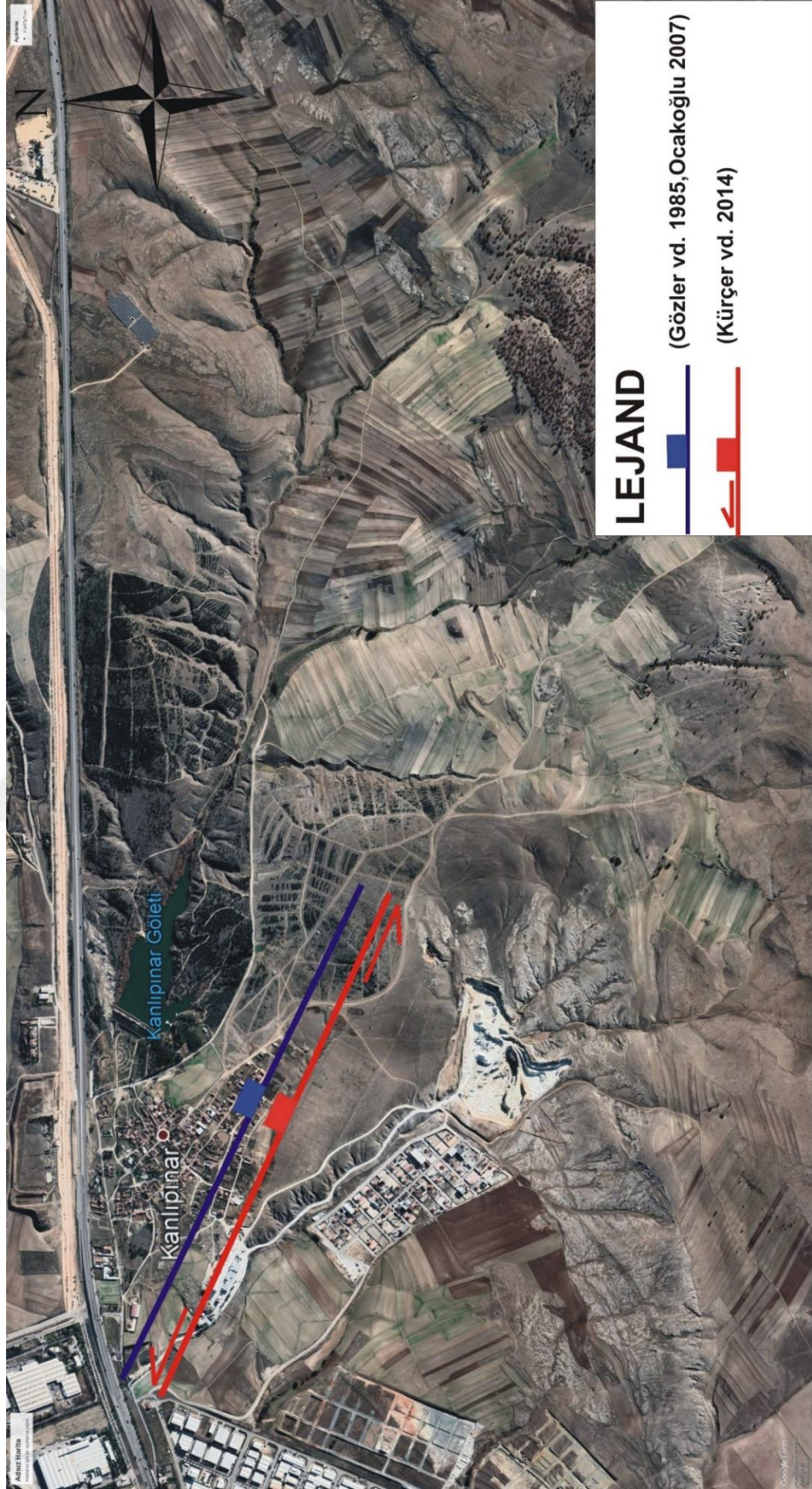
Sismik yansıma verileri derinlerdeki doğrultu atımlı faylara dair bilgi sağlar. Düşey hareketlerin normal faylar, ters faylar veya kıvrımlarla ilişkili olduğu, sıkıştıran ve rahatlatan bükümlerden kaynaklanır (Fossen 2016). Bükümlü faylar bükümün durumuna göre, keskin veya çift bükümlenme gösterebilir. Her iki haldede bükümlerden biri, fay bloklarını birbirine doğru sıkıştırır. Sıkıştıran büküm fay bloklarından birinin diğeri üzerine binmesine böylece jeolojik olarak yükselmeye neden olmaktadır. Diğer bir şekilde ise blokları birbirinden ayıracak şekilde onları rahatlatmaktadır. Gevşeten rahatlatan büküm ise, blokların birbirinden ayrılıp uzaklaşmasına yani jeolojik olarak çöküntünün oluşmasına neden olmaktadır. Bu oluşan yapılara çiçek yapıları denir (Şekil 4.3). Sıkıştıran bükümler pozitif çiçek yapıları oluştururken, rahatlatan bükümler ise negatif çiçek yapılarını oluşturur (Fossen 2016).



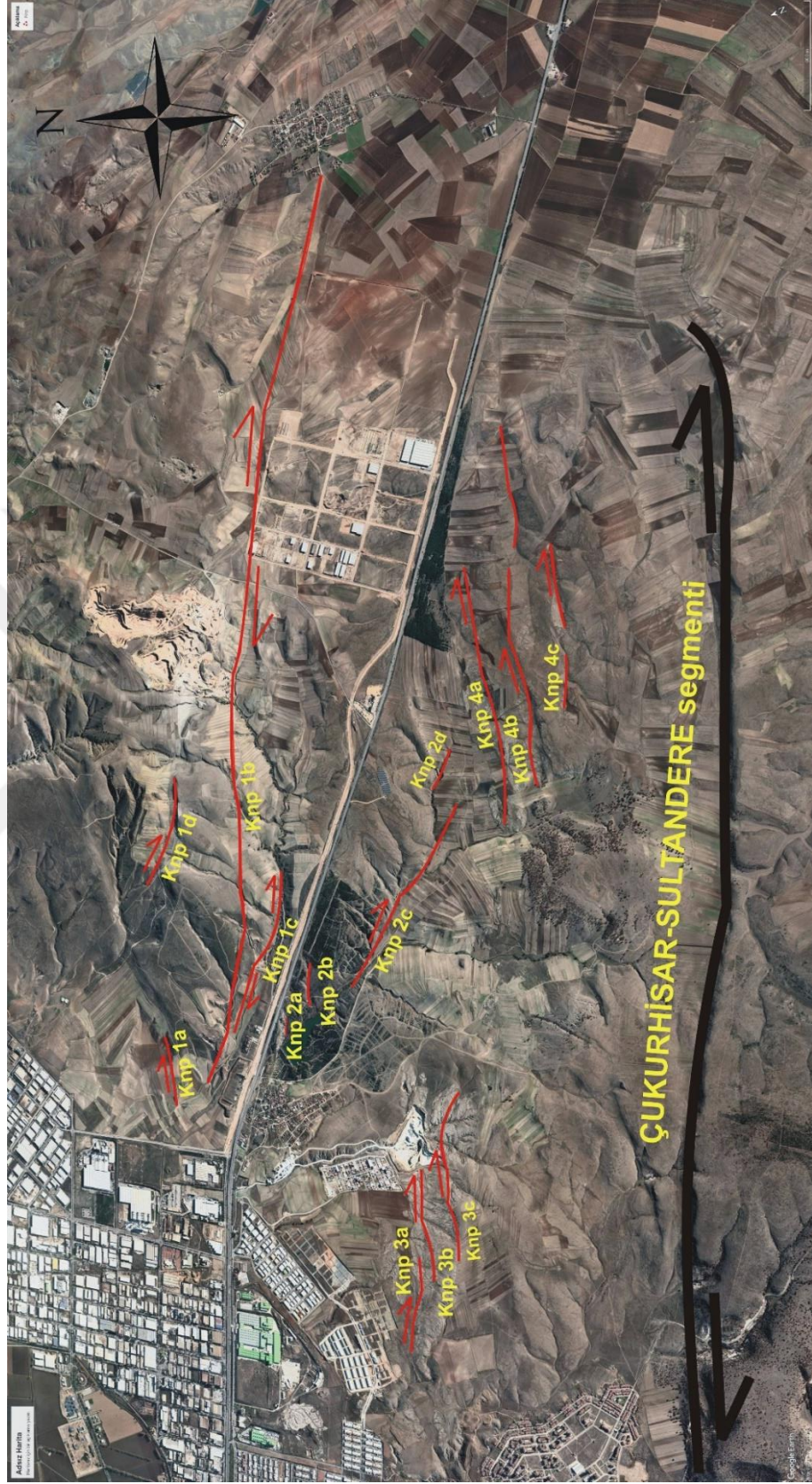
Şekil 4.3 Pozitif ve negatif çiçek yapısı (Fossen 2016)

4.2 Kanlıpınar Fayı

İlk olarak Gözler vd. (1985) tarafından tanımlanan diri fayın, Pleyistosen sonrası oluşan normal fay karakterinde olduğu belirtmiştir. Mutlu ve Sarıiz (2001) ise Kanlıpınar Fayının. 1.5 km KB'sında bulunan Eskişehir kent merkezindeki (Hamamyolu civarı) kaynaklardan yüzeye çıkan sıcak sular (56°C ' den daha fazla) bulunduğunu belirtmiştir. Bu verilere dayanarak sıcak su kaynaklarının konumuyla ilgili eş sıcaklık eğrilerinin geometrisinin, Kanlıpınar Fayı ile aynı doğrultuda olmasını, fayın diri olduğuna delil olarak göstermiştir. Ocakoğlu (2007) Kanlıpınar Fayı'nın, K70B gidişli belirgin bir sarplık oluşturduğunu belirtmiştir. Bu fayın Miyosen kireçtaşlarında 50-60 m arasında düşey atım yarattığını, düşen blokta sarımsı çakıltaşı, çamurtaşı, kumtaşı ardalanmasının K50D/75KD konumlu bir dizi sentetik faydan meydana geldiğini belirtmiştir. Kürçer vd. (2014) Kanlıpınar bölgesinin paleosismik tarihini incelemek amacıyla bölgede birçok hendek açılmıştır. Açılan hendekler sonucunda, Kanlıpınar segmenti, sol yanal bileşeni olan normal fay olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.4). Tez alanının en güneybatısında yer alan Kanlıpınar fayı, kuzeyde Yörükkaracaören Mahallesi ile güneyde 75.yıl Mahallesi arasında KB-GD uzanımlı farklı uzunluktaki (5-12 km) 14 segmentten oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı faydır (Şekil 4.5).



Şekil 4.4 Kanlıpınar Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler



Şekil 4.5 Kanlıpınar Fayını oluşturan segmentlerin Google Earth görüntüsü. (Çukurhisar-Sultandere segmentinin konumu Seyitoğlu vd. 2015)

Kanlıpınar Fayı güneyde Çukurhisar-Sultandere segmenti ile kuzeyde Yörükkaracaören Fayı arasından geçmektedir. Kanlıpınar Fayı'nın kuzey bölümünü oluşturan Knp 1 segmenti değişik uzunlukta olan 4 segment oluşmaktadır. Bunlar Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d dir (Şekil 4.6, 4.7). Kanlıpınar Fayı, KB-GD yönünde net olarak takip edilmekle birlikte son olarak net izlendiği yer Çukurhisar-Sultandere segmentinin en kuzeydoğu bölümüdür. Knp-1a segmenti Eskişehir Organize Sanayi bölgesinin doğusunda yüzeylenmektedir. Bu segment jeomorfolojik yapılardan biri olan dağ eteği kesişimi (Mountain–piedmont junction) ile belirgindir (Şekil 4.7). Knp-1b segmentinin yüzeylendiği yerde doğrusal sırt yapısı ve akarsu yataklarında bükülmeler, ani yön değişimleri görülürken, doğuya doğru devam ettikçe yoğun makaslamlar görülmektedir (Şekil 4.8). Knp-1b segmentinin uzanımı boyunca 300 m sağ yanal dere ötelenmesi açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.9).



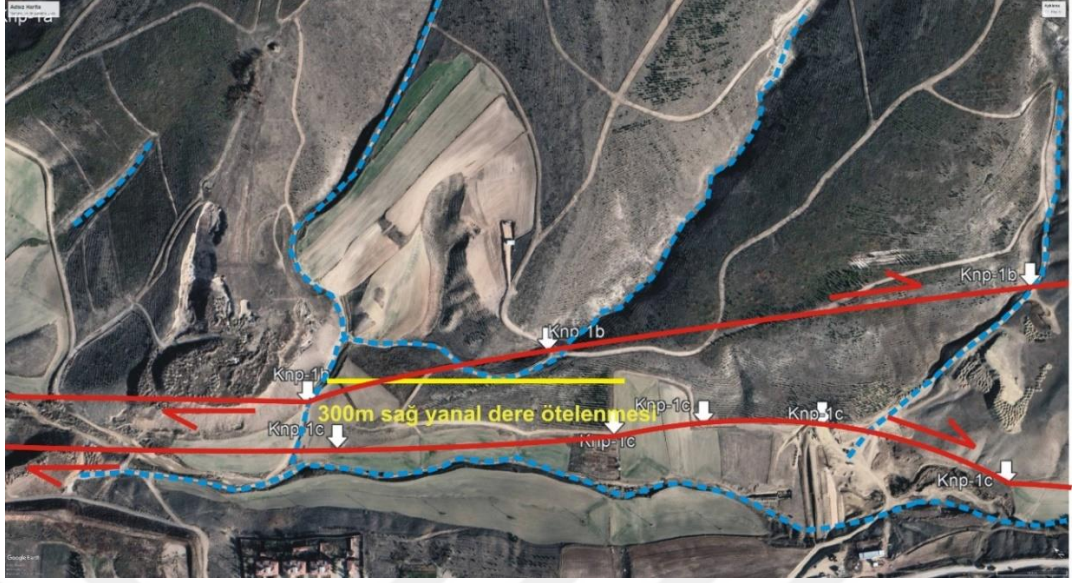
Şekil 4.6 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali



Şekil 4.7 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

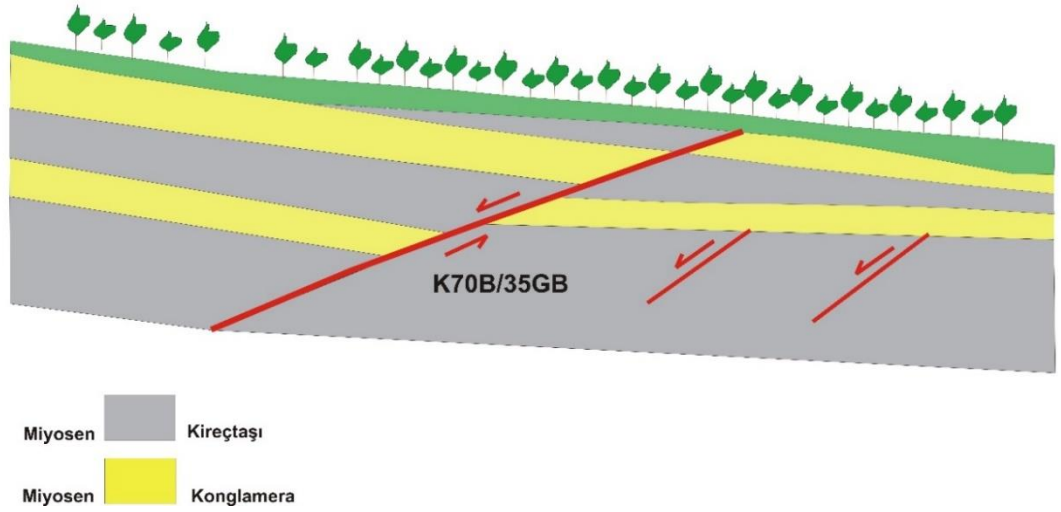


Şekil 4.8 Knp-1b segmentindeki makaslama zonu görünümü. Konum için 4.7' e bakınız. Bakış yönü güney



Şekil 4.9 Knp-1b segmentindeki 300 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.7'e bakınız

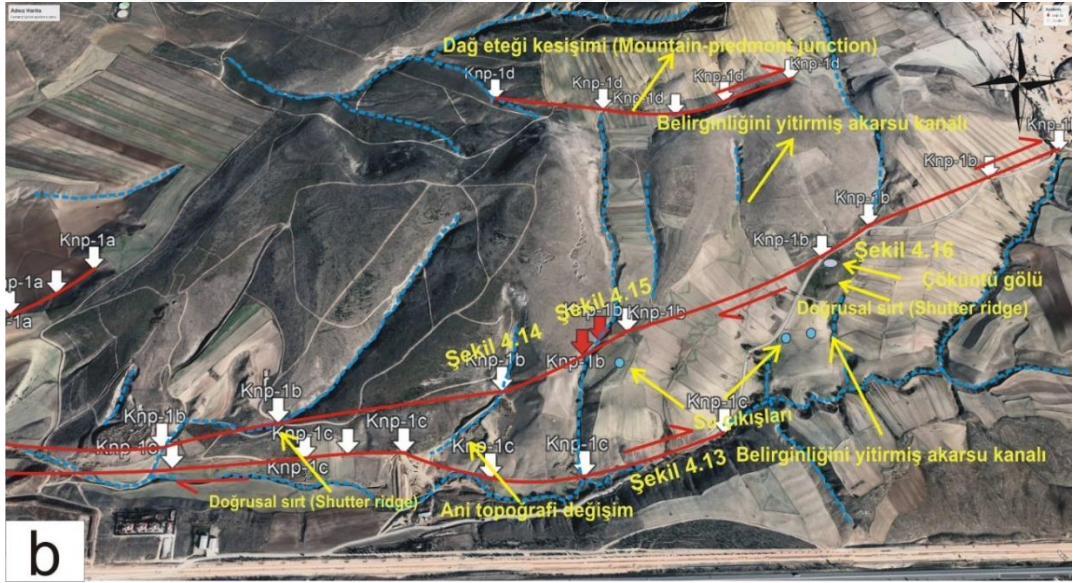
Knp-1b segmentinde paralel bir şekilde uzanan yol üzerinde yaklaşık K70D doğrultulu Miyosen döneminden kalan normal fay ve sinsedimanter faylar görülmektedir (Şekil 4.10). Knp-1d segmentinde akarsuyun yön değiştirdiği açık bir şekilde görülürken, dağ eteği kesişimi (Mountain-Piedmont Junction) görülmektedir (Şekil 4.11, 4.12). Knp-1c segmenti etkisiyle oluşan topoğrafyadaki ani değişim belirginleşmektedir (Şekil 4.11, 4.12).



Şekil 4.10 Miyosen döneminden kalan K70B doğrultulu normal fay ve sinsedimanter faylar. Konum için 4.7' e bakınız. Bakış yönü güney

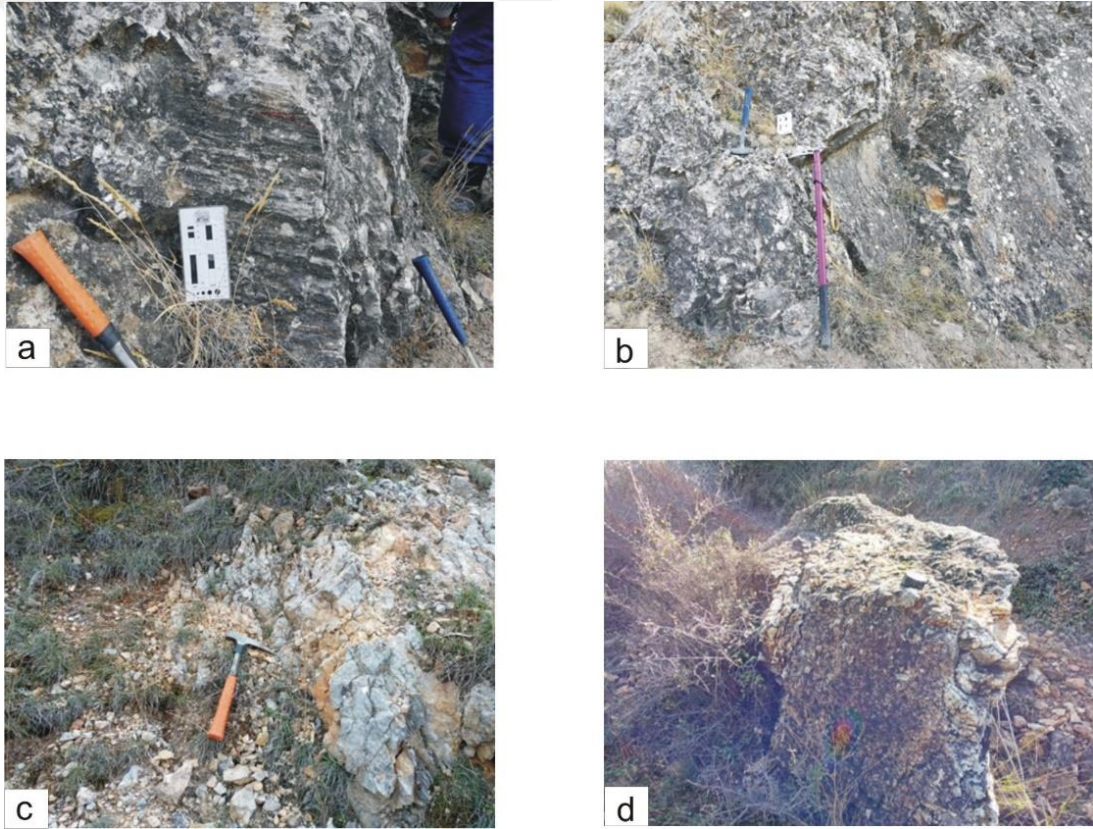


Şekil 4.11 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi a) yorumuz hali

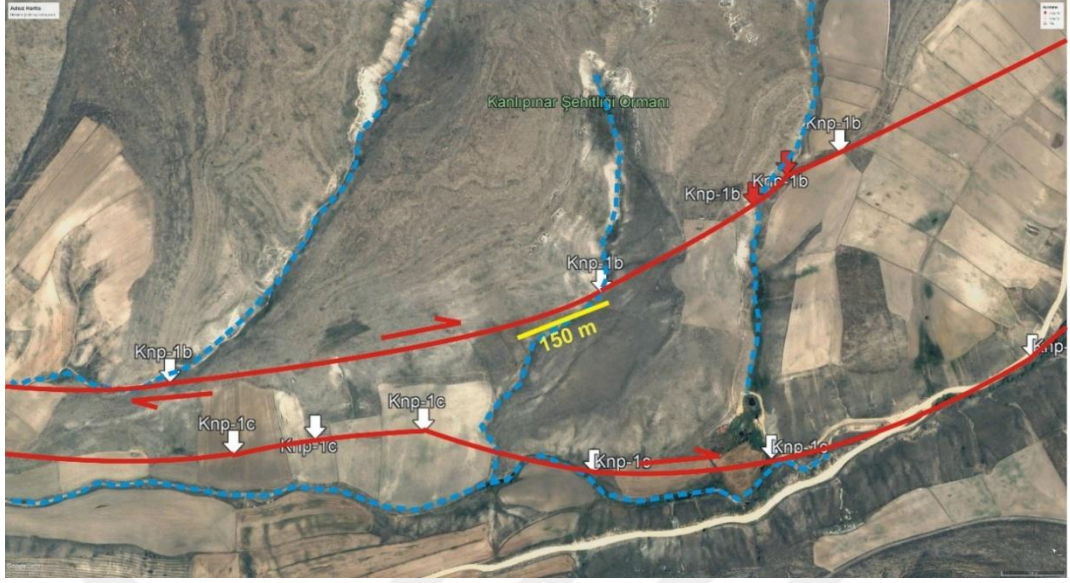


Şekil 4.12 Knp-1a, Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

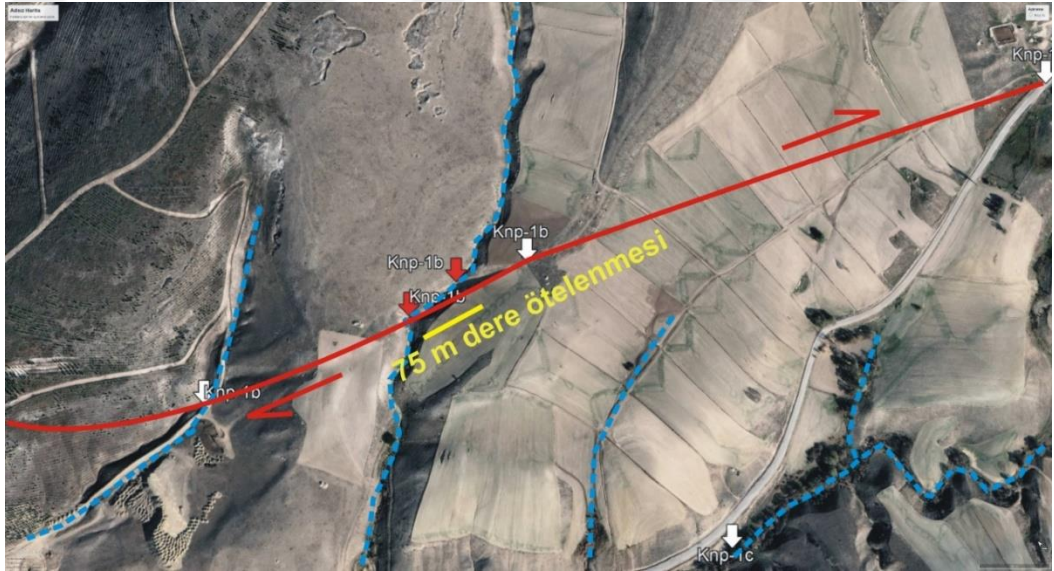
Kanlıpınar Fayı'na ait jeomorfolojik veriler, fay çiziklerinin yanısıra fayın etkisiyle oluşan çatlak sistemi ve fay breşidir (Şekil 4.13). Akarsuların belirginliğini yitirdiği yerde, Knp-1b, Knp-1c segmentinde fayların birbirine büküm ve gevşemesiyle oluşan, çöküntü gölü ve doğrusal sırt yapısı görülmektedir (Şekil 4.14). Bunun yanısıra belirginliğini yitirmiş akarsu kanallarının varlığı en belirgin morfolojik öğeler arasında yer almaktadır. 2002 yılına ait Google Earth görüntüsünde Knp-1b segmentinin uzanımı boyunca, 150 m ve 75 m sistematik bir şekilde sağ yanal dere ötelenmesi görülmektedir (Şekil 4.14, 4.15).



Şekil 4.13 a) Kanlıpınar Fayı'nın doğusunda bulunan sağ yönlü doğrultu atımlı fayın görünümü b) fay düzleminin görünümü c) çatlak sisteminin görünümü d) fay breşinin görünümü. Konum için 4.12'e bakınız



Şekil 4.14 Knp-1b segmentindeki 2002 yılına ait Google Earth görüntüsü, 150 m sağ yanal dere ötelenmesi göstermektedir. Konum için 4.12'e bakınız



Şekil 4.15 Knp-1b segmentindeki 75 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.12'e bakınız



Şekil 4.16 Mor ok çöküntü gölünü temsil ederken, kırmızı ok uzamış sırtı göstermektedir. Konum için 4.12 'e bakınız. Bakış yönü kuzey

Knp-1b segmenti doğuya doğru gidildikçe derenin aniden kesilmesine neden olurken, sağ yönlü doğrultu atım hareketi gösteren yapısal veriler yol kenarındaki Mermer ocağında görülebilmektedir (Şekil 4.19). Bu ocakta Knp-1b segmentinin etkisiyle oluşan fay düzlemi açık bir şekilde görülmektedir. Knp-1b segmenti doğuya doğru devam ettikçe doğrusal bir şekilde uzanırken, uzamış sırt ve dağ eteği kesişimi (Mountain-Piedmont Junction) ile jeomorfolojik olarak belirgindir. Son olarak bu segment İmişehir bölgesinde izlenmektedir.



Şekil 4.17 Knp-1b, Knp-1c, Knp-1d segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali



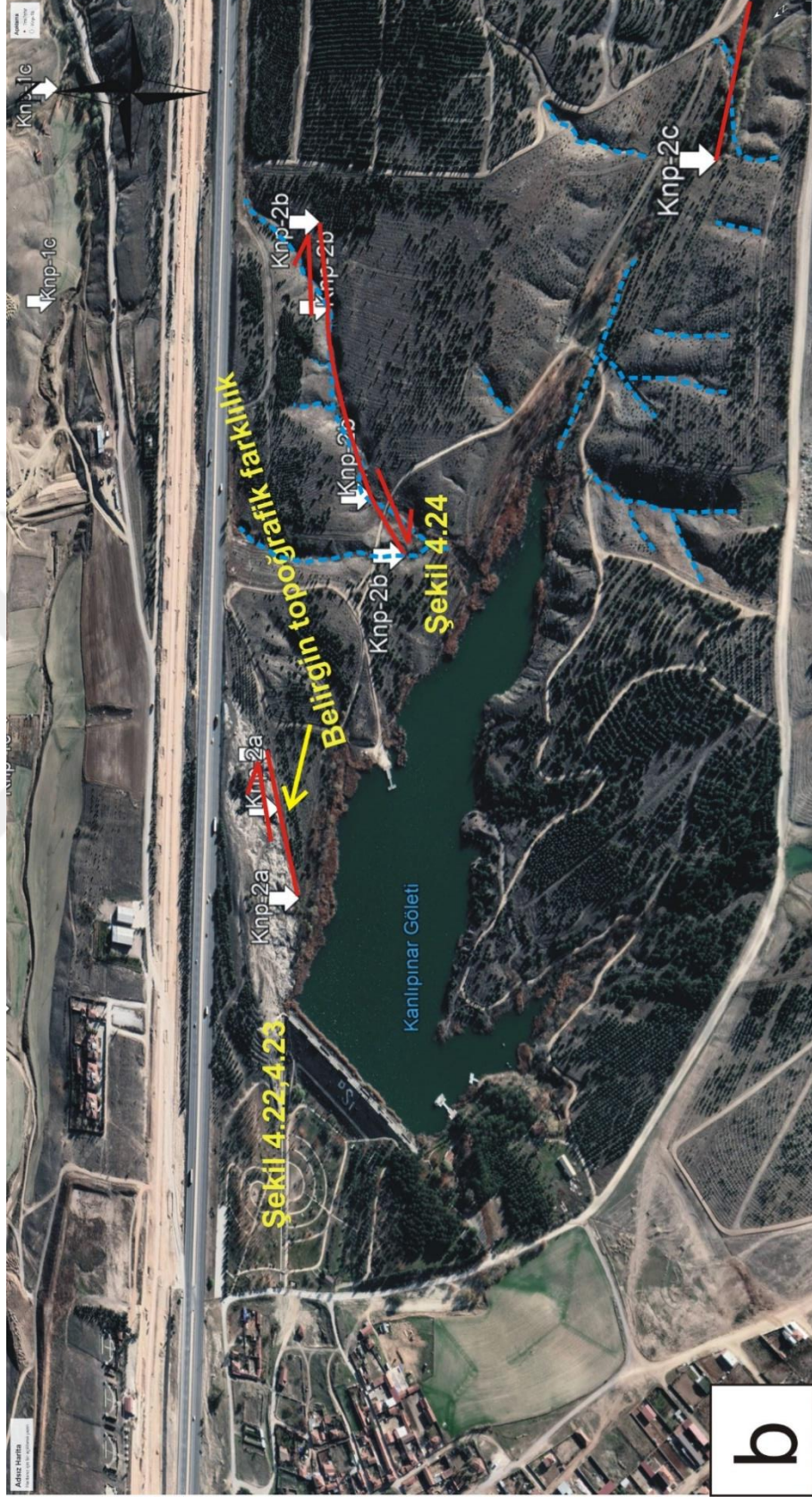
Şekil 4.19 Mermer ocağından geçen sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-1b segmentinin görünümü a) yorumsuz hali b) görüntünün yorumlanmış hali. Konum için 4.18'e bakınız. Bakış yönü doğu

Kanlıpınar Fayı'nın güney bölümünü oluşturan Knp 2, Knp 3, Knp 4 segmentleri, değişik uzunlukta olan parçalardan oluşmaktadır. Knp 2, Knp 3, Knp 4 segmentleri batıdan-doğuya doğru kendi içinde Knp-2a, Knp-2b, Knp-2c, Knp-2d, Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c ve Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmentlerine ayrılmaktadır (Şekil 4.5). Knp-2a segmentinde Kanlıpınar Parkı'nda (Kanlıpınar Fayı'nın batısı) belirgin topoğrafik farklılık sunarken, gözlenen kataklastik yapıyla birlikte görülen fay çizikleri görülmektedir. Kanlıpınar Fayı'nda doğrultu atımlı fay düzlemi ölçülmüştür (Şekil 4.22, 4.23). Knp-2b segmentinin yarattığı 21 ve 226 m sağ yanal dere ötelenmeleri açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.24).





Şekil 4.20 Knp-2a, Knp-2b segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali



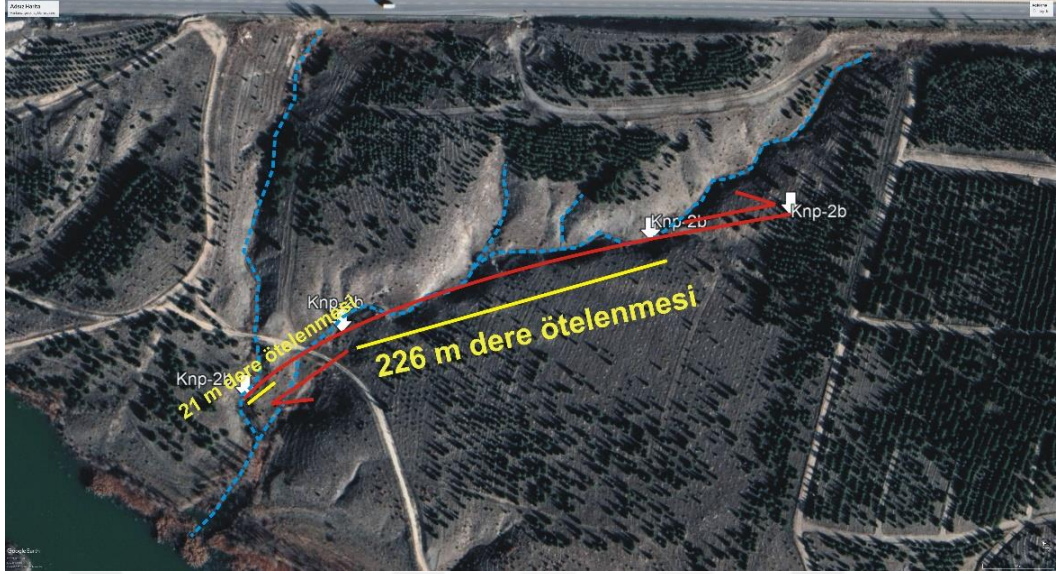
Şekil 4.21 Knp-2a, Knp-2b segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



Şekil 4.22 Kataklastik özelliği olan kaya. Konum için 4.21'e bakınız. Bakış yönü kuzeybatı



Şekil 4.23 Knp-2a segmentinde bulunan doğrultu atımlı fayın görünümü. Konum 4.21'e bakınız. Bakış yönü batı



Şekil 4.24 Knp-2b segmentindeki 21 m ve 226 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.21'e bakınız

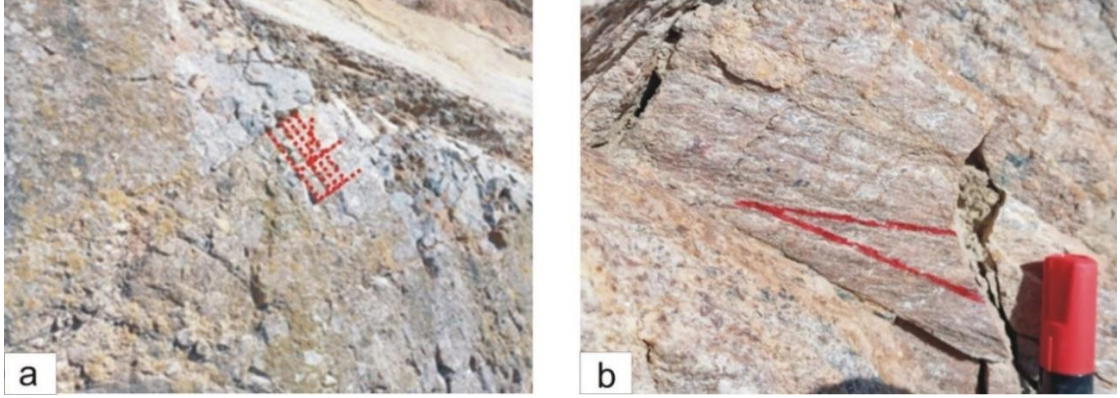
Fayın geçtiği yerlerde çizgisel vadiler ve mevsimlik akarsu kolları sağa bükülmektedir (Şekil 4.25, 4.26). Sultandere Ovasını KB-GD yönünde sınırlayan Knp-2c segmenti boyunca su çıkışları görülmektedir (Şekil 4.27). Knp-2d segmentinin sonunda (Kanlıpınar Fayı'nın doğusu) fayın varlığının göstergesi olan diğer önemli bir husus ise, fayın doğu kısmında gözlenen makaslama zonudur (Şekil 4.28). Aynı zamanda bölgedeki Eskişehir Metamorfik birimlerinde gözlenen çatlak sistemi ve fay çiziği Knp-2d segmentinin aktif olduğunu göstermektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.27 Knp-2c segmenti boyunca su çıkışı. Konum için 4.26'a bakınız. Bakış yönü batı



Şekil 4.28 Knp-2d segmentinde görülen makaslama zonu. Konum için 4.26'a bakınız. Bakış yönü güney

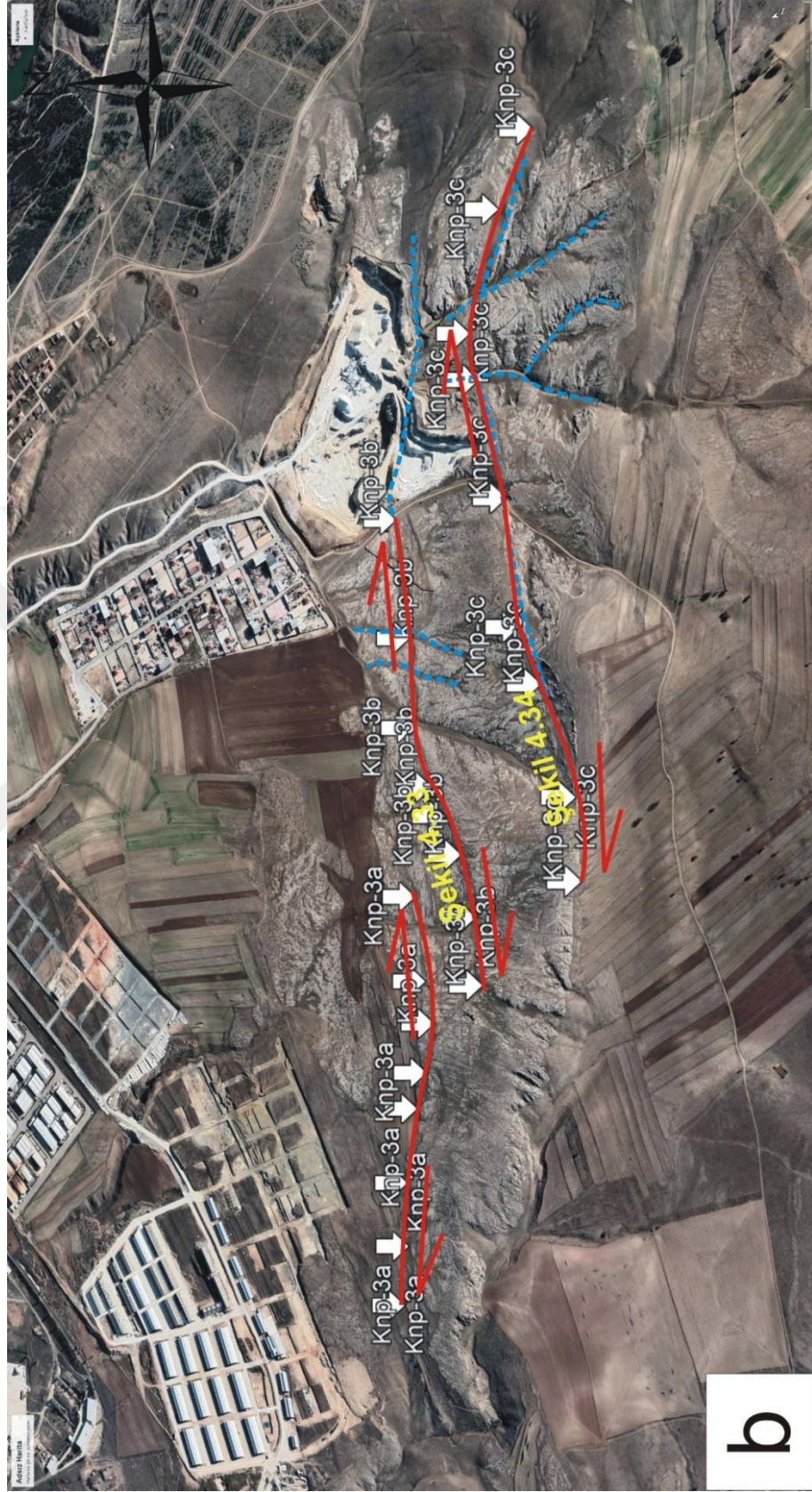


Şekil 4.29 a) Knp-2d segmentinde gerçekleşen metamorfiklerdeki çatlak sistemi b) Knp-2d segmentinde bulunan doğrultu atımlı fayın görünümü. Konum için 4.26'a bakınız. Konum şekil 4.28 ile aynı

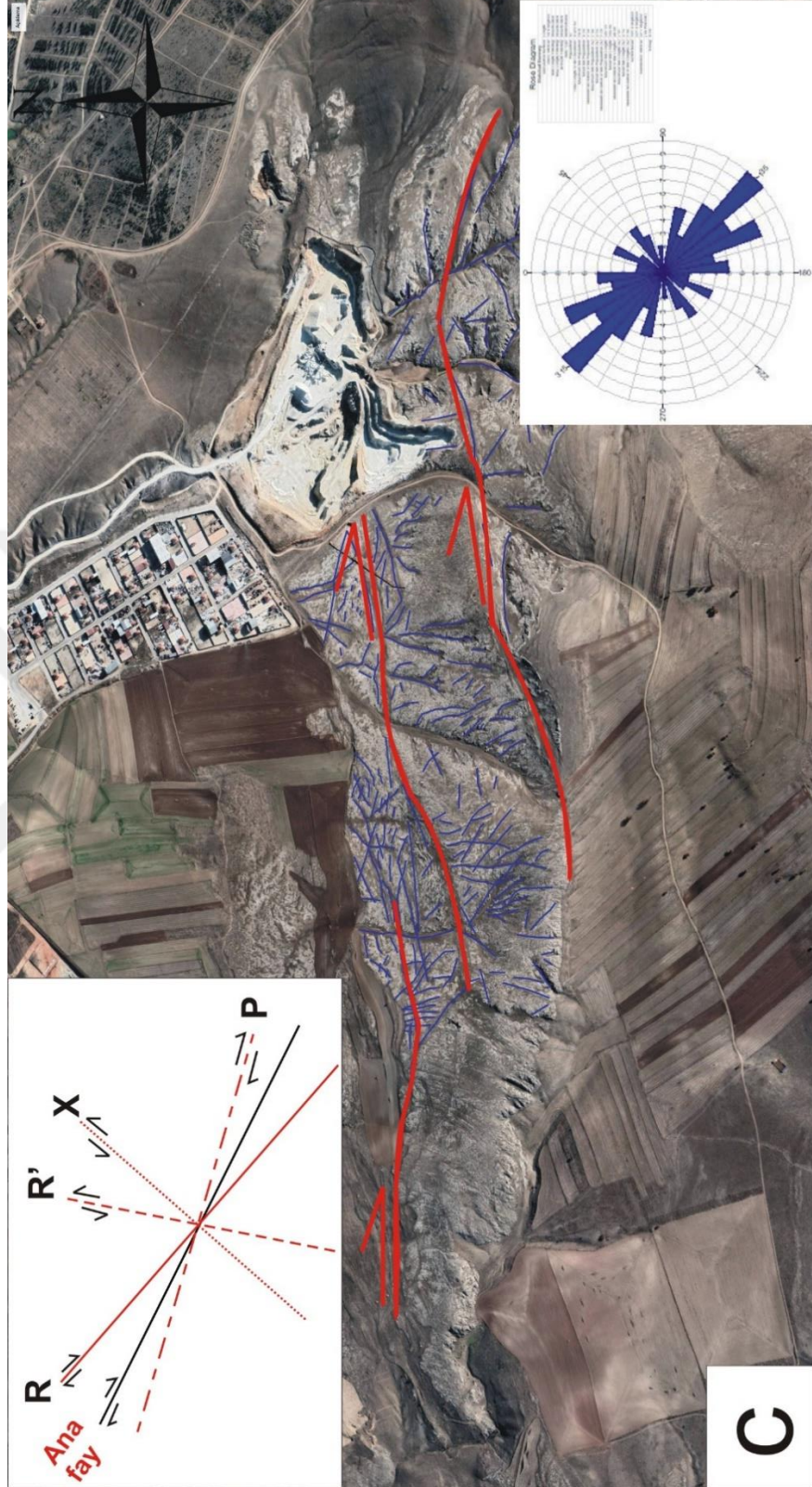
Google Earth görüntülerinden uzaktan algılama yöntemi ile elde edilen ikincil kırıklar, gül diyagramı sonucu KB-GD yönünde gözlenirken, sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmenti ile uyumludur (Şekil 4.31). Knp-3b, Knp-3c segmentlerinin Riedel kırıklarının açığı, sigma 1'in yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir (Şekil 4.33, 4.34). Sigma 1'in makaslama düzlemine yüksek açı yapması, yanal sıkışma (transperasyon) için delil olarak göstermektedir. Aynı bölgedeki kireçtaşlarında, Knp-3a, Knp-3b segmentinin yarattığı bol kırıklı makaslama zonunu açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.36).



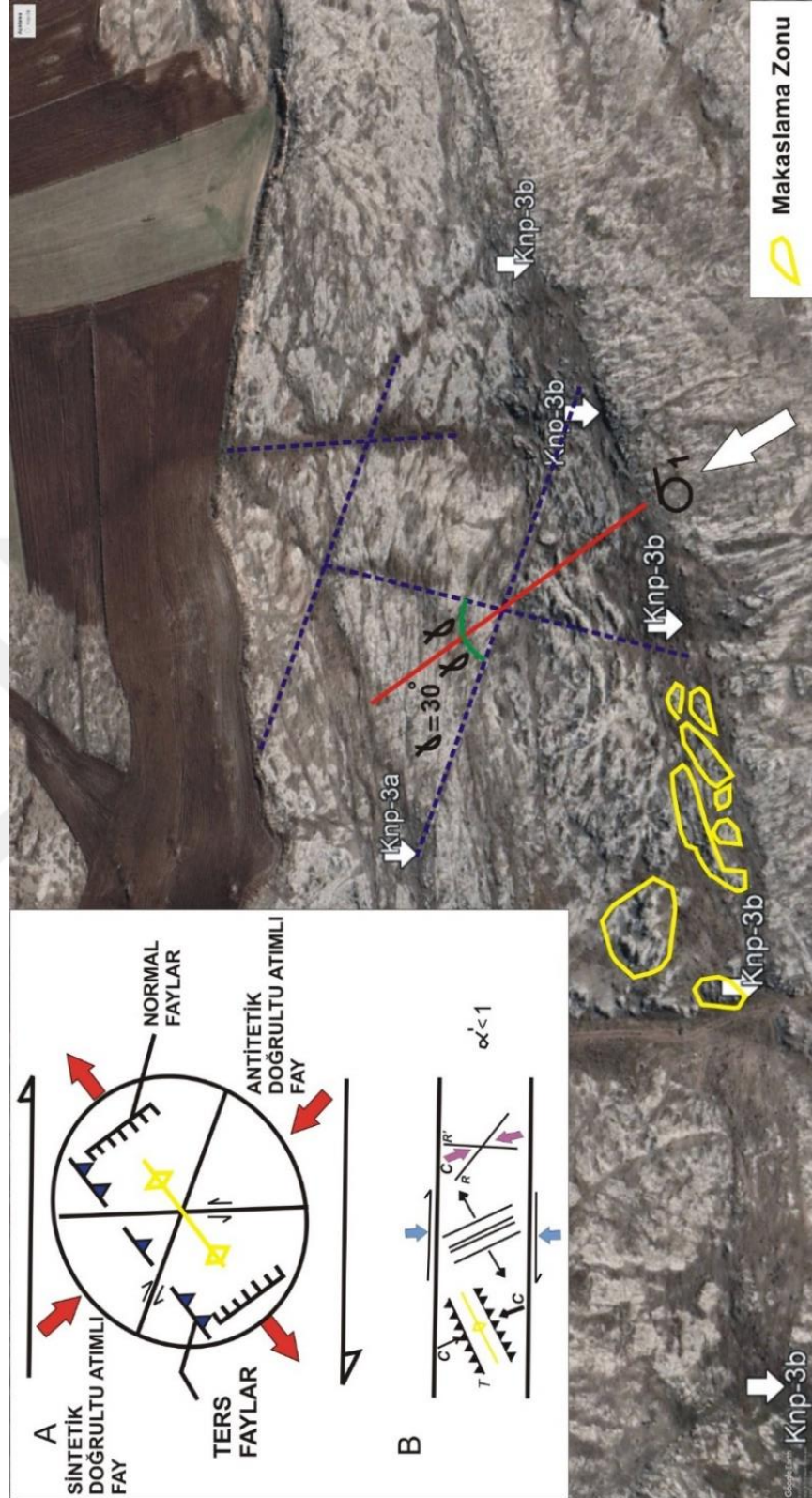
Şekil 4.30 Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmentlerinin gösterimi a) yorumsuz hali



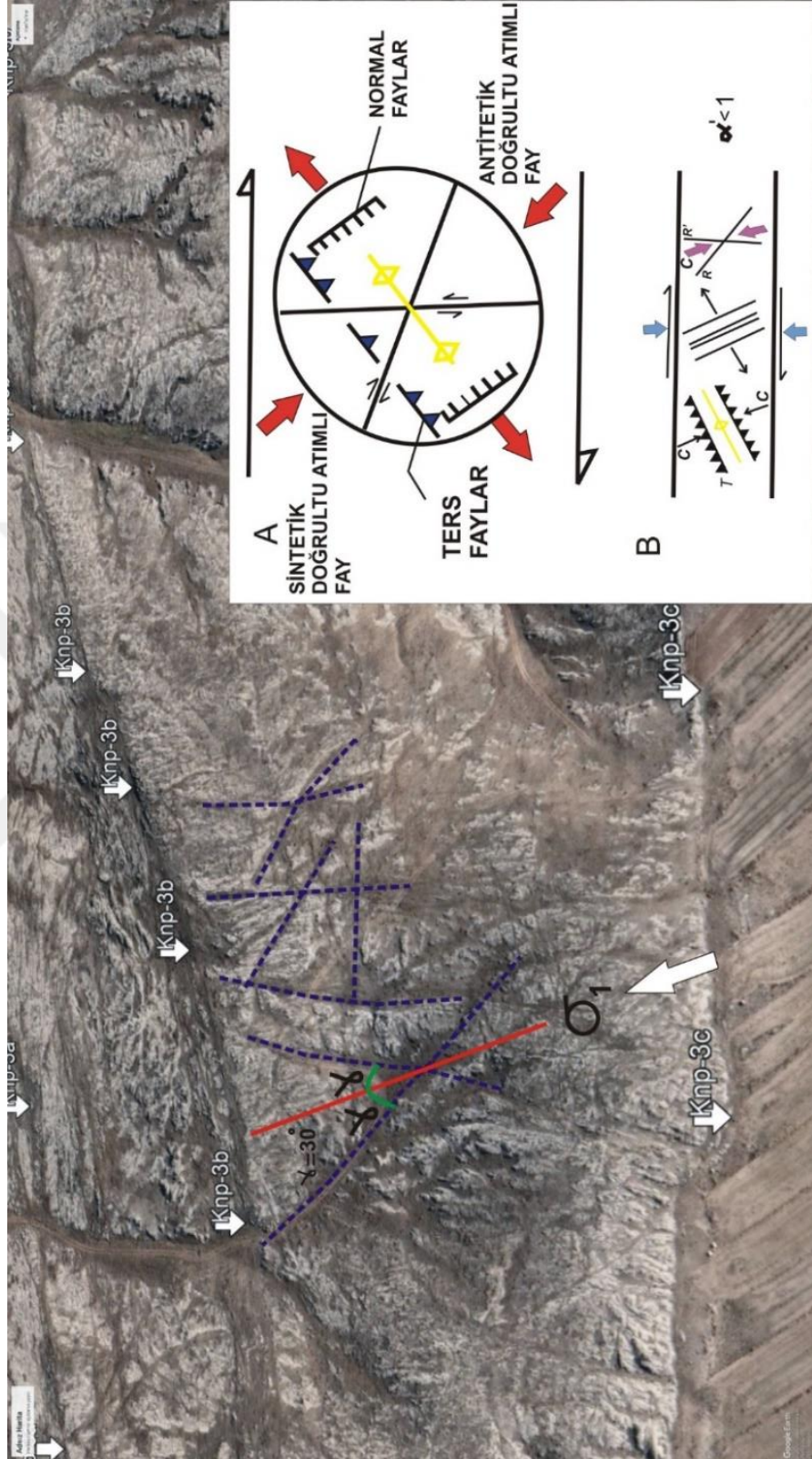
Şekil 4.31 Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali.



Şekil 4.32 Kırıkların gül diyagramı sağ alt köşede, ikincil kırıkların teorik konumları (R, R', X ve P) karşılaştırma amaçlı olarak sol üst köşede verilmiştir. Aynı bölgede uzaktan algılama yöntemiyle elde edilen ikincil kırıklar (Riedel R, R', P ve X) sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-3a, Knp-3b, Knp-3c segmenti ile uyumludur



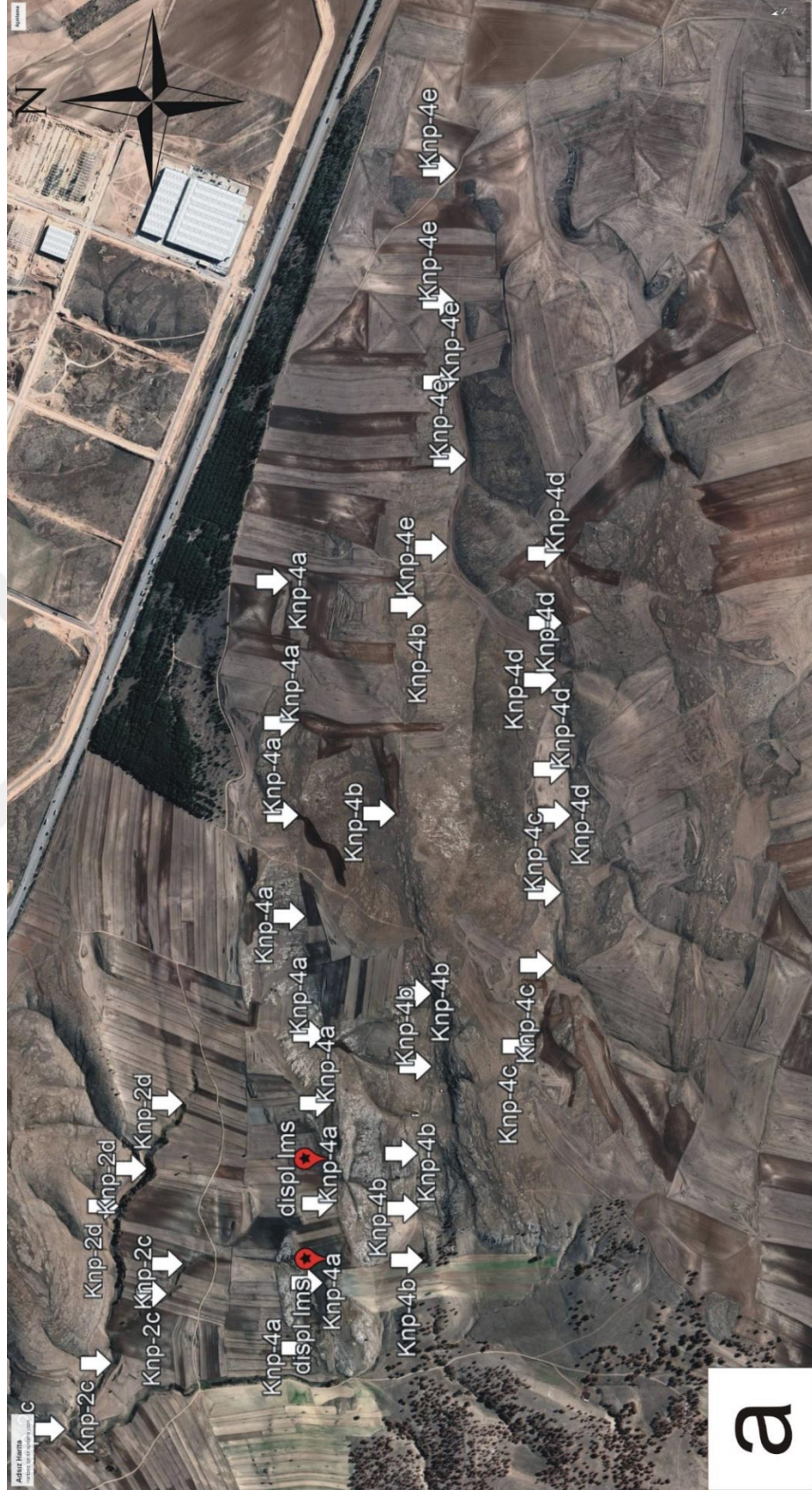
Şekil 4.33 Kireçtaşlarında Knp-3a, Knp-3b segmentinin yarattığı bol kırıklı makaslama zonunu görülmektedir. a) Basit makaslama zonunda gelişen yapılar (Sanderson ve Marchini 1984). b) Transperesyon tektonik rejimle birlikte gelişen ikincil yapılar (Sanderson ve Marchini 1984). Konum için 4.31'e bakınız



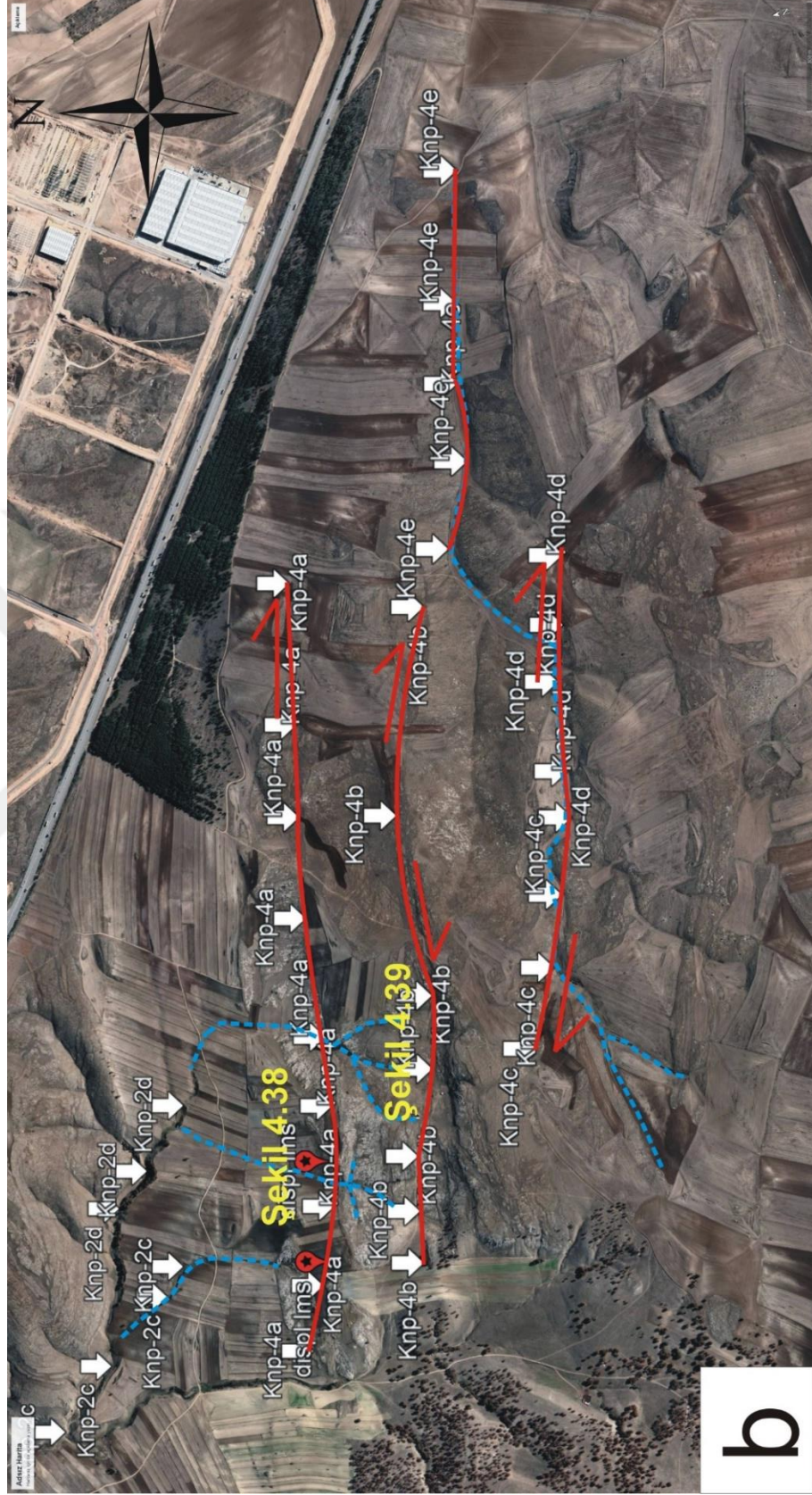
Şekil 4.34 Knp-3b, Knp-3c segmentindeki Riedel kırıkları (R, R'), sigma 1'in yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir. a) Basit makaslama zonunda gelişen yapılar (Sanderson ve Marchini 1984). b) Transperesyon tektonik rejimle birlikte gelişen ikincil yapılar (Sanderson ve Marchini 1984). Konum için 4.31'e bakınız

Aynı bölgede arazide belirgin bir şekilde görülmemesine rağmen yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri ile birlikte kireçtaşlarında gözlenen fayların yarattığı ikincil kırıklıklar (R, R', P ve X) kırıkları, KB-GD yönünde gözlenmektedir. Bu kırıklar sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmenti ile uyumludur (Şekil 4.36, 4.37). Google Earth görüntülerinde kireçtaşı bloğunda tahmini 300 m lik atım görülürken, bol kırıklı zonlar sağ yönlü doğrultu atım geometrisi yansıtmaktadır (Şekil 4.38, 4.39). Bölgede 4 lokasyondan alınan 27 tane kayma çiziginden elde edilen kinematik analizlerin sonucunda (Çizelge 4.1) KB-GD yönlü bir sıkışmanın varlığı görülmektedir (Şekil 4.40).

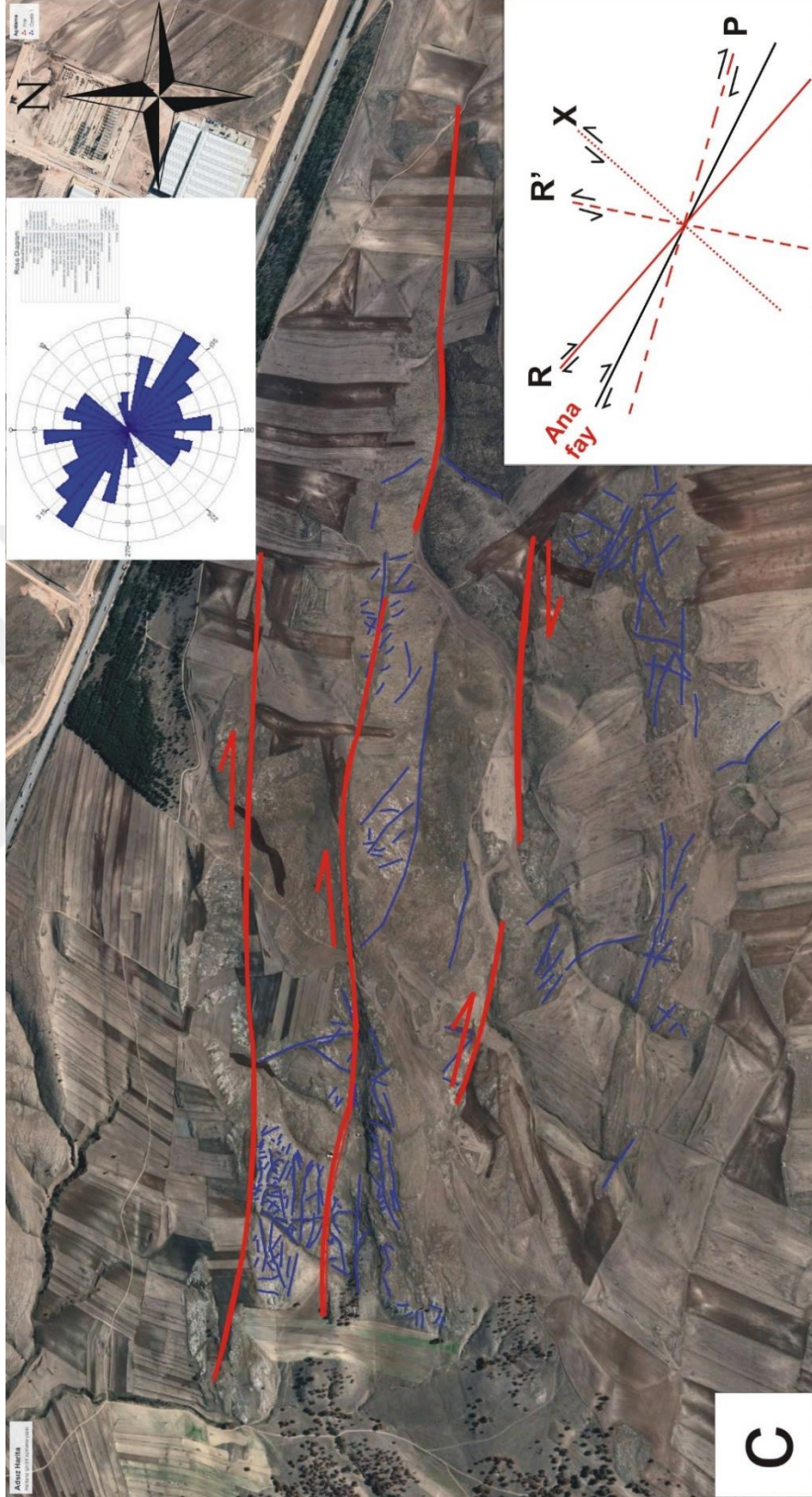




Şekil 4.35 Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmentlerinin gösterimi a) yorumuz hali



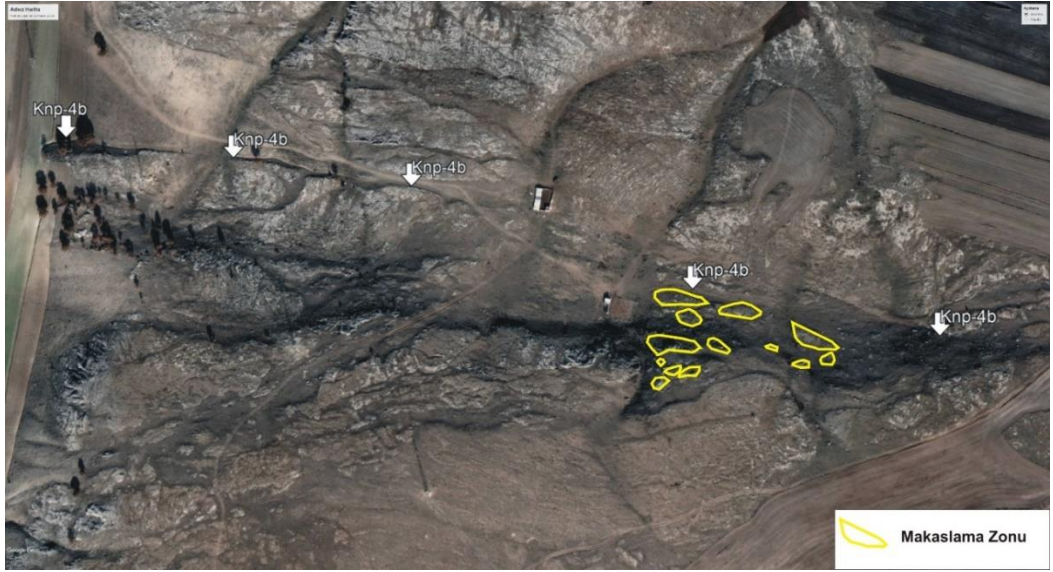
Şekil 4.36 Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmentlerinin gösterimi b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



Şekil 4.37 Kırıkların gül diyagramı sağ üst köşede, ikincil kırıkların teorik konumları (R, R', X ve P) karşılaştırma amaçlı olarak sağ alt köşede verilmiştir. İkincil kırıklar sağ yönlü doğrultu atımlı Knp-4a, Knp-4b, Knp-4c segmenti ile uyumludur



Şekil 4.38 Kireçtaşı bloğundaki tahmini 300 m lik sağ yanal yerdeğiştirme. Kırmızı simgeler kireçtaşı bloklarının ötelenmesini göstermektedir. Konum için 4.36'a bakınız



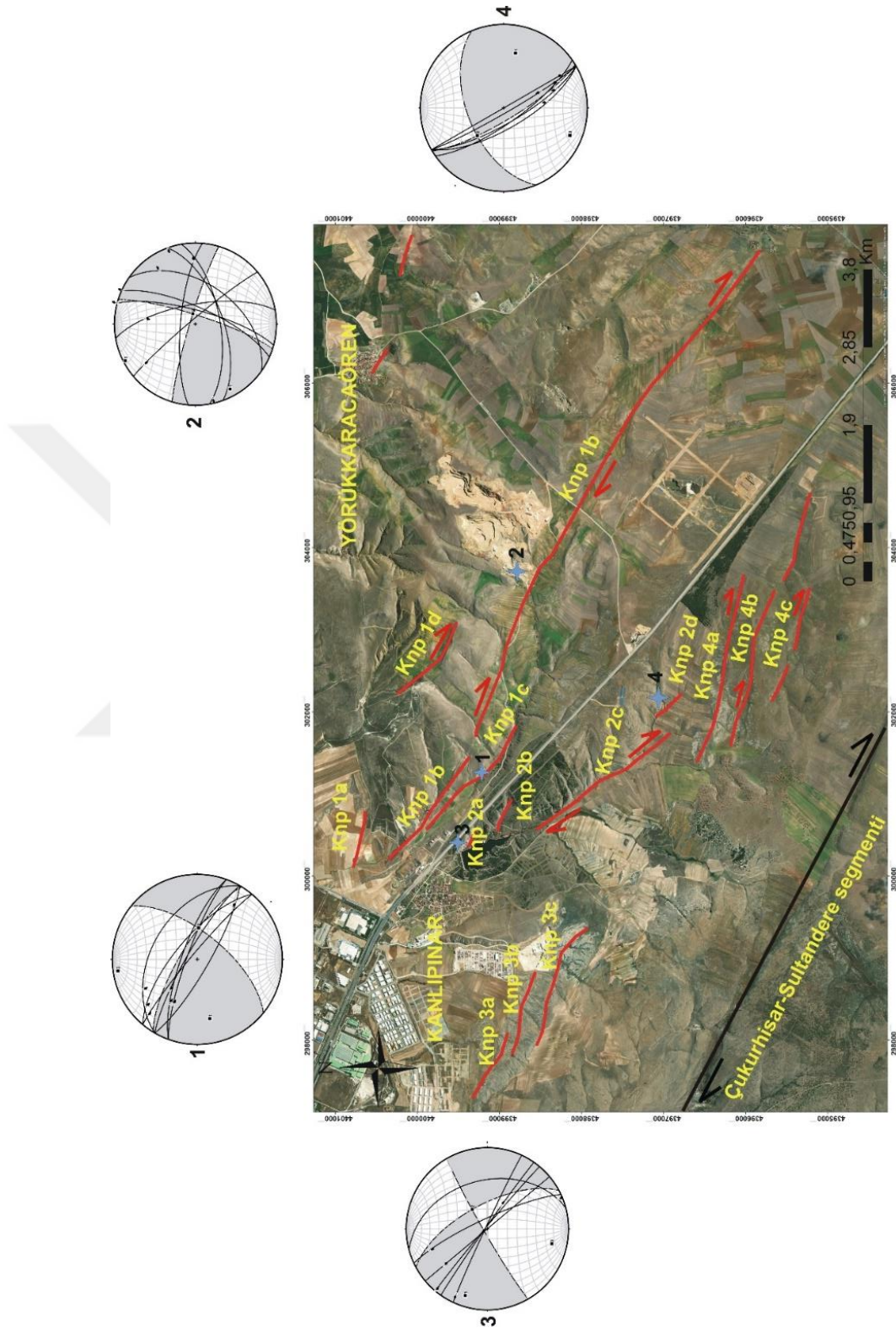
Şekil 4.39 Kireçtaşlarında Knp-4b segmentinin yarattığı bol kırıklı makaslama zonunun yakın plan görünümü. Konum için 4.36'a bakınız

Çizelge 4.1 Kanlıpınar bölgesinin kinematik verileri

Lokasyon	No	Doğrultu	Eğimaçısı/yönü	Sapma	Fay türü
Kanlıpınar 1b	1	K70D	62KB	0	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1b	2	K10B	70GB	40	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1b	3	K80D	65KB	172	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1b	4	K40B	85KD	20	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1b	5	K85B	75GB	155	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1b	6	K24D	73GD	2	Doğrultu atımlı sol
Kanlıpınar 1b	7	K35D	48GD	30	Doğrultu atımlı sol
Kanlıpınar 1b	8	K15D	76KB	0	Doğrultu atımlı sol
Kanlıpınar 1c	9	K60B	79GB	20	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1c	10	K50B	84KD	12	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1c	11	K50B	69KD	20	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1c	12	K60B	45KD	40	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1c	13	K70B	75KD	40	Doğrultu atımlı sağ

Çizelge 4.1..... (devam)

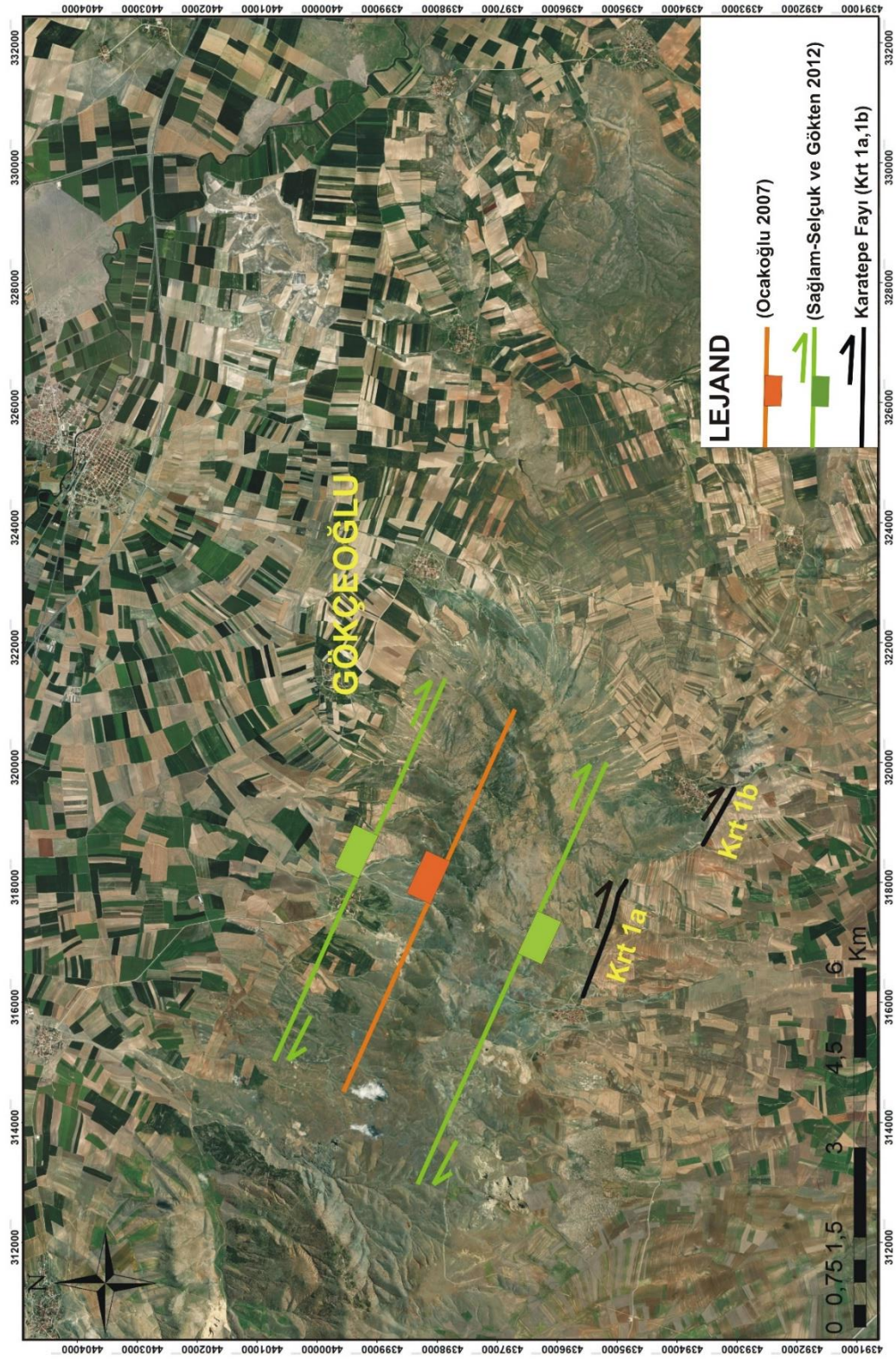
Kanlıpınar 1c	14	K60B	80KD	50	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 1c	15	K70B	80KD	40	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	16	K40B	90	30	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	17	K25B	80GB	25	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	18	K20B	90	20	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	19	K65B	88GB	12	Doğrultu atımlı sol
Kanlıpınar 2a	20	K50B	88GB	0	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	21	K55B	88GB	117	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2a	22	K15B	40KD	170	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2d	23	K30B	90	20	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2d	24	K35B	75GB	30	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2d	25	K30B	75GB	35	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2d	26	K30B	70GB	50	Doğrultu atımlı sağ
Kanlıpınar 2d	27	K30B	85GB	50	Doğrultu atımlı sağ



Şekil 4.40 Kanlıpınar bölgesinde yamulma analizi sonucu KB-GD yönlü sıkışmanın varlığı görülmektedir. (Çukurhisar-Sultandere segmentinin konumu Seyitoğlu vd. 2015)

4.3 Karatepe Fayı

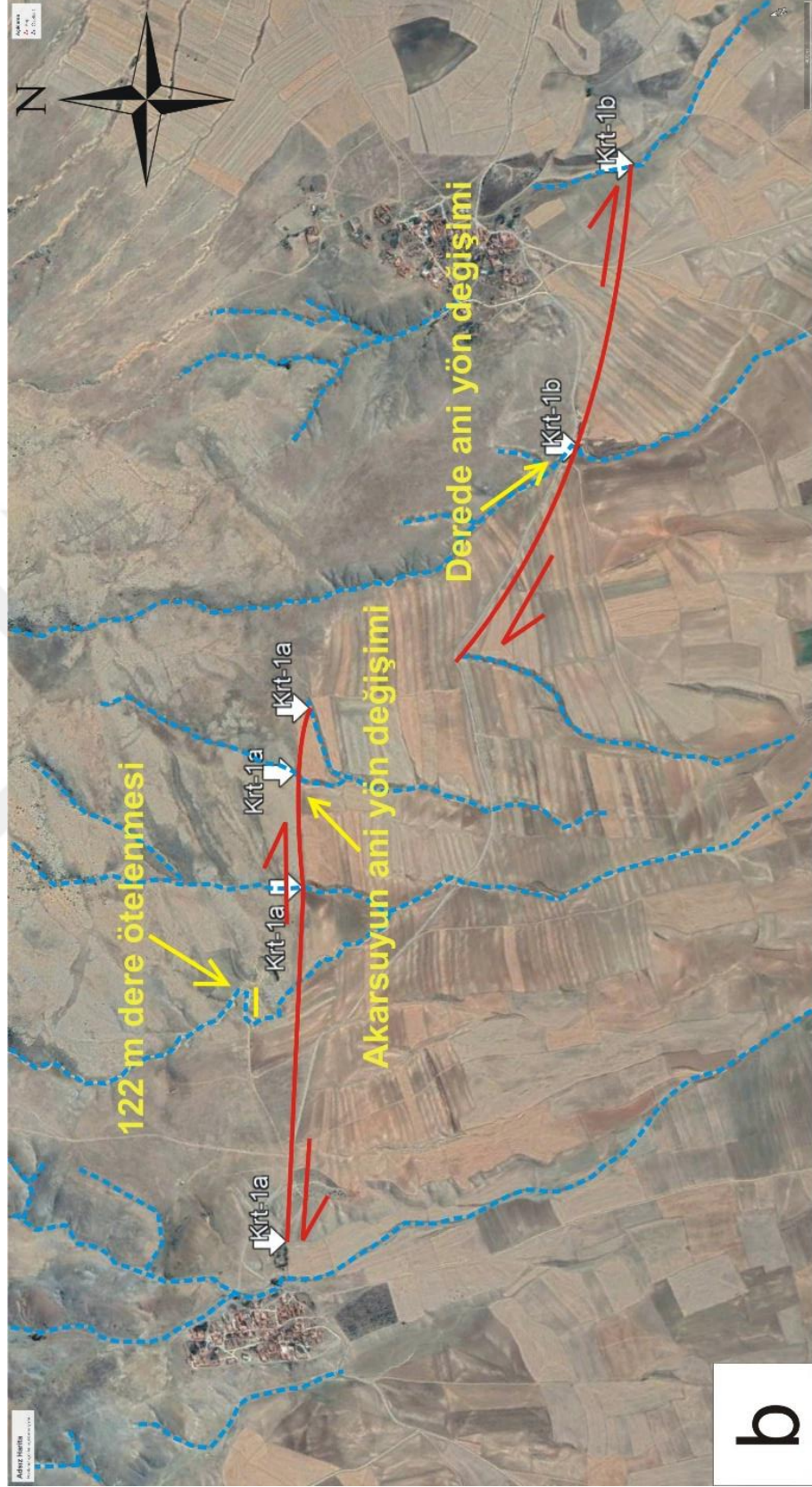
Tez alanının tam ortasında kalan Karatepe Fayı, Eskişehir ovasını doğudan sınırlayan Kanlıpınar Fayı ile Kaymaz Fayı arasında yer almaktadır. Bu fay, Karatepe-Sarıkavak Mahalleleri arasında uzanan KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 4.41). Karatepe Fayı'nın karakteri hakkında iki görüş vardır. İlk görüş Ocakoğlu (2007) Gökçeoğlu Fayı'nın batıda ofiyolitik birim üzerinde belirginleşmeye başladığını belirtmiş güneydeki kolu yalnızca morfolojik olarak gösterirken, kuzeydeki kolun Pliyosen çakıllarını yaklaşık 60° eğimlendirdiğini ve açık bir fay sarplığında oluştuğunu belirtmiştir (Şekil 4.41). İkinci görüş ise Sağlam-Selçuk ve Gökten (2012) Yörükkaracaören Fayı'nın, Yörükkaracaören ile Sarıkavak arasında yüzeylendiğini belirtmektedir. Yörükkaracaören Fayı 16 km uzunluğuna sahip K28°B doğrultulu normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak tanımlamıştır. Bu fayın uzanımı boyunca Mesozoyik yaşlı mermerleri kesmektedir. Yörükkaracaören Fayı, Pleyistosen yaşlı eski alüvyal yelpaze çökelleri ile tektonik olarak karşı karşıya geldiğini belirtmektedir. Yörükkaracaören fayının güneyinde ise Pleyistosen birimleri içerisinde gerçekleşen basamak türü faylanmanın dikkat çektiğini belirtmiştir. Yörükkaracaörende ikincil faylanmanın, Pleyistosen biriminde yaklaşık 25 m atıma neden olduğunu belirtmiş, herhangi kinematik belirteç olmamasına rağmen morfolojik olarak fayın net bir şekilde izlendiğini belirtmiştir (Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012) (Şekil 4.41). Karatepe Fayı değişik uzunlukta olan 2 segmentten oluşmaktadır. Bunlar Krt-1a, Krt-1b dir. Krt-1a segmenti, yaklaşık 2 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Bu segment akarsuda ani yön değişimine sebep olmakla birlikte, 122 m sağ yanal dere ötelenmesine neden olmaktadır (Şekil 4.42, 4.43). Krt-1a segmenti güneydoğuya doğru sığrayarak yaklaşık 1 km uzunluğunda Krt-1b segmentini oluşturur. Krt-1b segmenti, derede ani yön değişimine neden olmaktadır. Krt-1a ve Krt-1b segmenti ara aşmalı (en echelon) tipi faylanma göstermektedir (Şekil 4.42, 4.43).



Şekil 4.41 Karatepe Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler



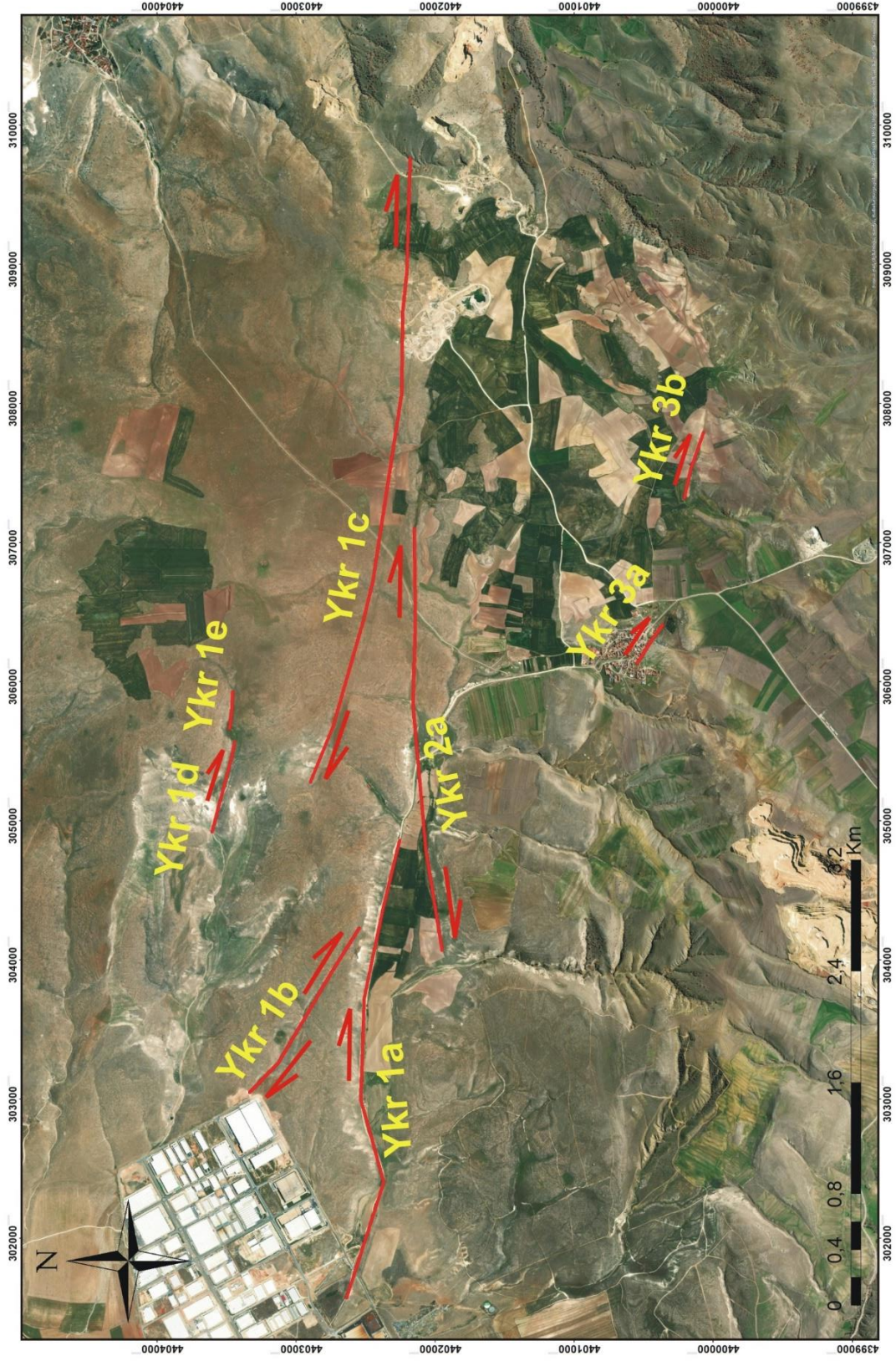
Şekil 4.42 Krt-1a ve Krt-1b segmentlerinin Google Earth görünümü a) yorumuz hali



Şekil 4.43 Karatepe Fayı'nın Krt-1a ve Krt-1b segmentlerinin Google Earth görünümü
b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

4.4 Yörükkaracaören Fayı

Yörükkaracaören Fayı çalışma alanının yaklaşık kuzeybatısında yer alan Eskişehir Organize Sanayi Bölgesiyle , Yörükkaracaören köyünün arasından geçmektedir. Yörükkaracaören Fayı yaklaşık olarak 12 km uzunluğa sahip, sağ yönlü doğrultu atımlı faydır (Şekil 4.44). İlk olarak Gözler (1985) Yörükkaracaören bölgesindeki Jura kireçtaşlarında doğrultu atımlı fayların bariz bir şekilde görüldüğünü belirtmiştir. Bu bölge Ocakoğlu (2007) tarafından Kireçköy monoklinali olarak tanımlanmış, kuzeye eğimli monoklinalden daha çok güney, kuzey ve batıya eğimli dom benzeri bir yapıdan söz etmiştir (Ocakoğlu 2007). Fay uzanımı boyunca 7 segmentten oluşmaktadır. Bu segmentler kuzeybatıdan güneydoğuya doğru sırasıyla Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-2a ve Ykr-3a segmentlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.44).

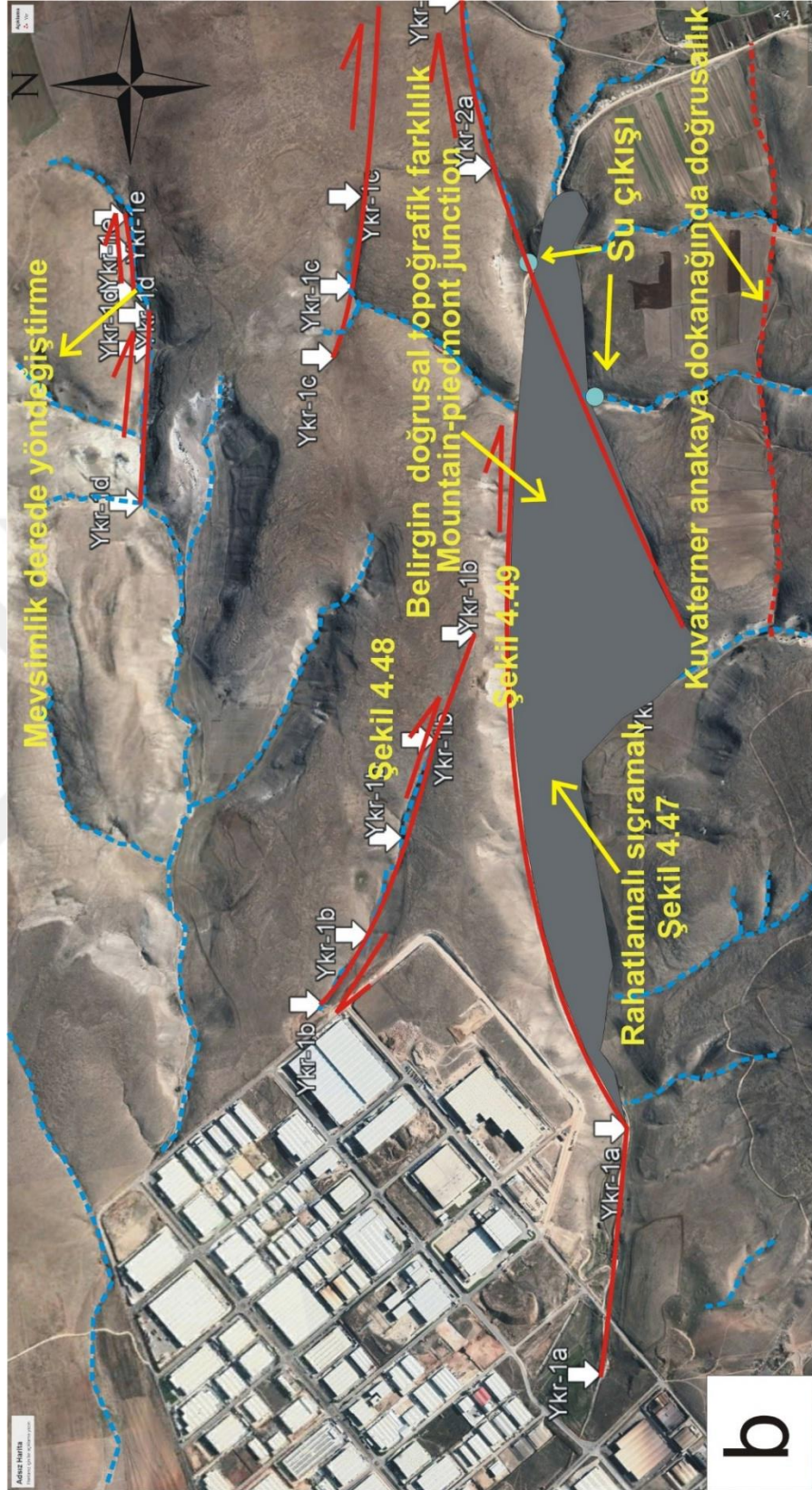


Şekil 4.44 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin görünümü

Ykr-1a segmenti doğu yönüne gidildikçe belirgin doğrusal topoğrafik farklılık (Mountain-piedmont junction) görölmektedir (Şekil 4.46). Bu segmentin Ykr-2a segmentine sıçramasıyla yani blokların birbirleriyle uzaklaşmasıyla, rahatlamalı sıçrama yapısı görölmektedir (Şekil 4.45, 4.46). Bunun yanısıra Ykr-1a segmenti doğrusal bir şekilde uzanmaktadır. Ykr-2a segmentinde fay'ın uzanımı boyunca su çıkışı görölmektedir. Ykr-2a segmentinin güneyinde, Kuvaterner anakaya dokanağında doğrusallık göze çarpmaktadır (Şekil 4.47). Ykr-1b segmenti boyunca çizgisel vadi ve makaslama zonu belirgindir. Bu segment doğrusal bir şekilde uzanmakta ve Miyosen yaşı kireçtaşını kesmektedir (Şekil 4.47). Ykr-1d segmentinin yarattığı mevsimlik derenin yön değiştirme açık bir şekilde görölmektedir (Şekil 4.48). Ayrıca Miyosen kireçtaşında doğrultusu K20B olan ters fay gelişimi gözlenmektedir (Şekil 4.49).



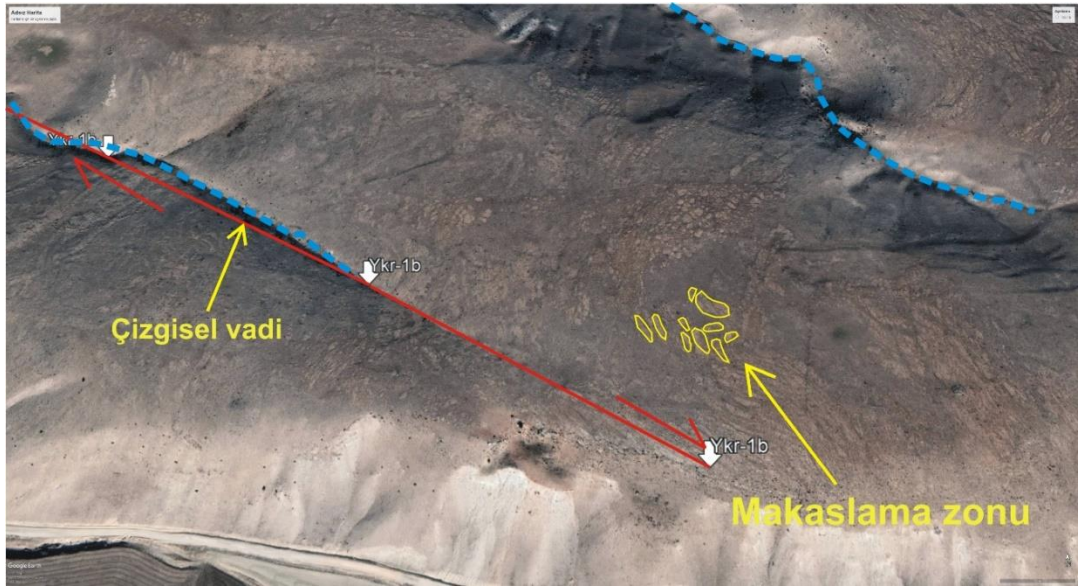
Şekil 4.45 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin a) yorumuz hali



Şekil 4.46 Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d ve Ykr-2a segmentlerinin b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



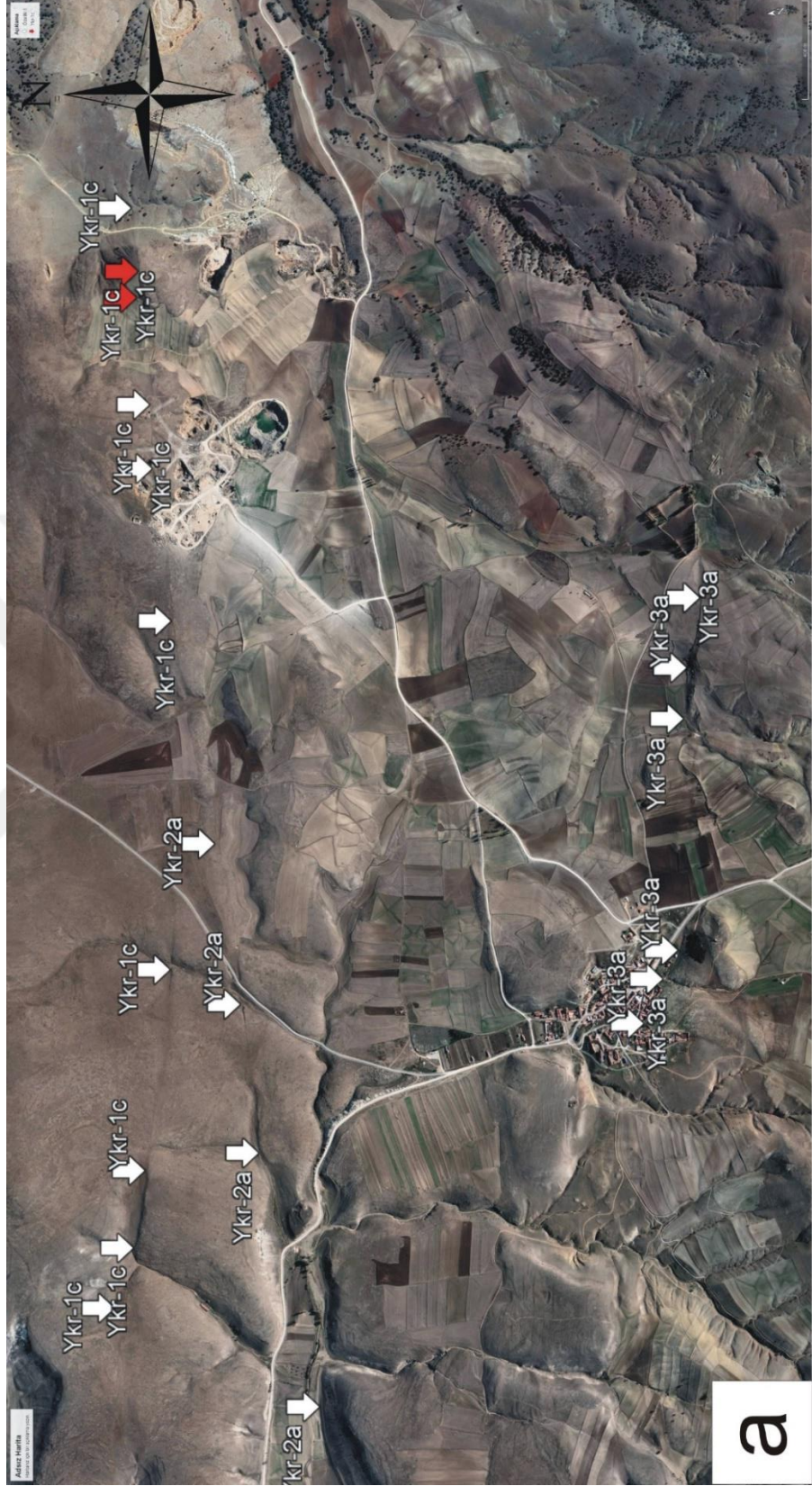
Şekil 4.47 Kırmızı oklar Ykr-1a segmentinin doğrusal bir şekilde uzanımını göstermektedir. Konum için 4.46'a bakınız. Bakış yönü batı



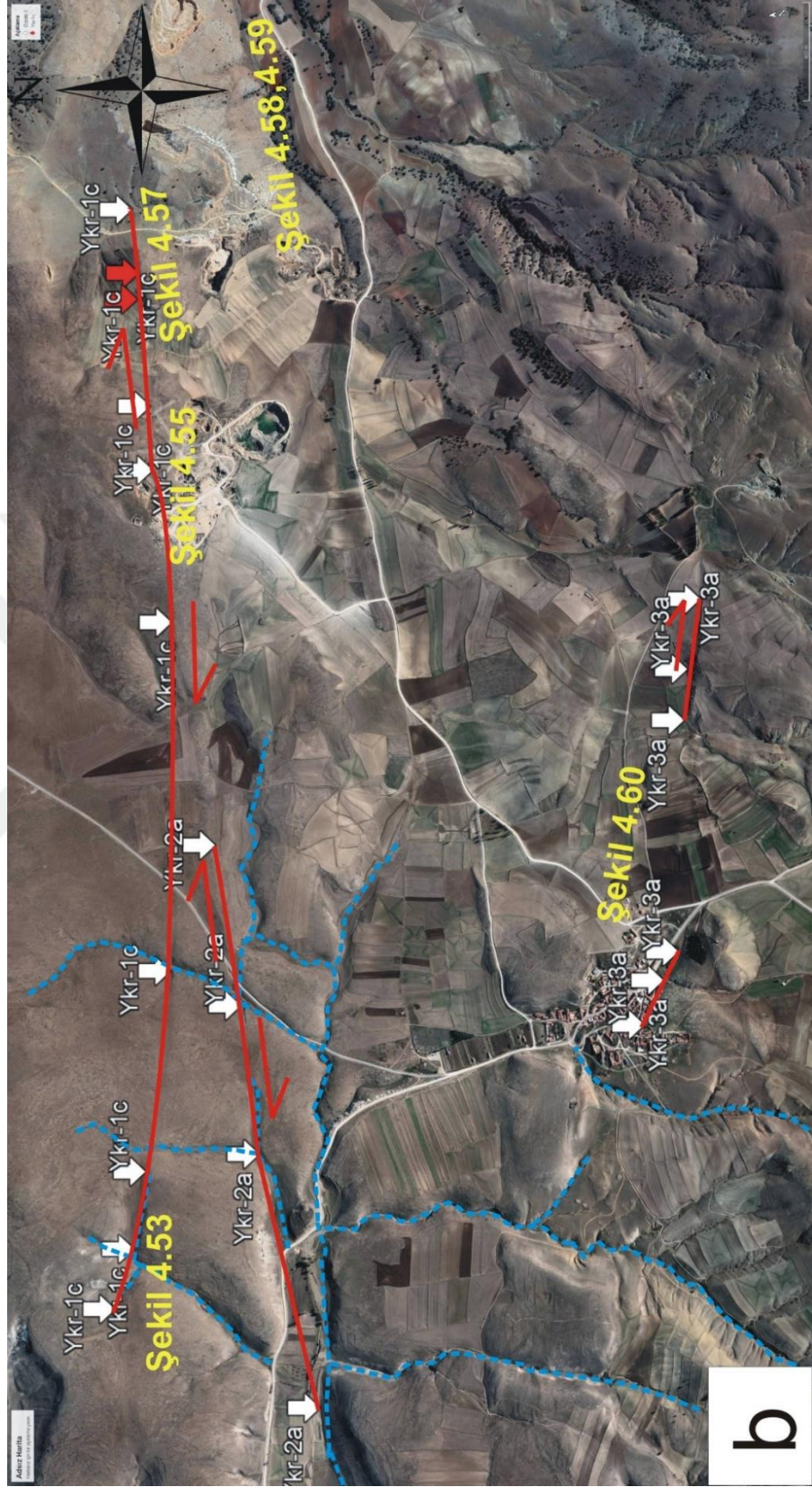
Şekil 4.48 Kireçtaşlarında yüzeyleyen Ykr-1b segmentinin jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali. Konum için 4.46'a bakınız



Şekil 4.49 Miyosen kireçtaşımda doğrultusu K20B/60GB olan ters fay gelişimi. Bakış yönü doğu. Konum için 4.46'a bakınız



Şekil 4.50 Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-3a segmentlerinin konumu
a) yorumsuz hali



Şekil 4.51 Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-3a segmentlerinin konumu
b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

Ykr-1c segmentinde sırasıyla keskin topoğrafik farklılık, makaslama zonu, fay izi ve kireçtaşı bloğunda 100 m' lik sağ yanal ötelenme görülmektedir (Şekil 4.52, 4.53, 4.54 ,4.55,4.56, 4.57). Bölgede ölçülen sistematik kırıklar ve tansiyon çatlaklarının doğrultuları KB yönündedir (Şekil 4.58, 4.59). Ykr-3a segmenti 2 parçadan meydana gelmektedir (Şekil 4.60). Bu parçalar Yörükkaracaören Mahallesi'nin tam ortasından geçerken, mevsimlik akarsuların kesilmesi ile belirgindir.

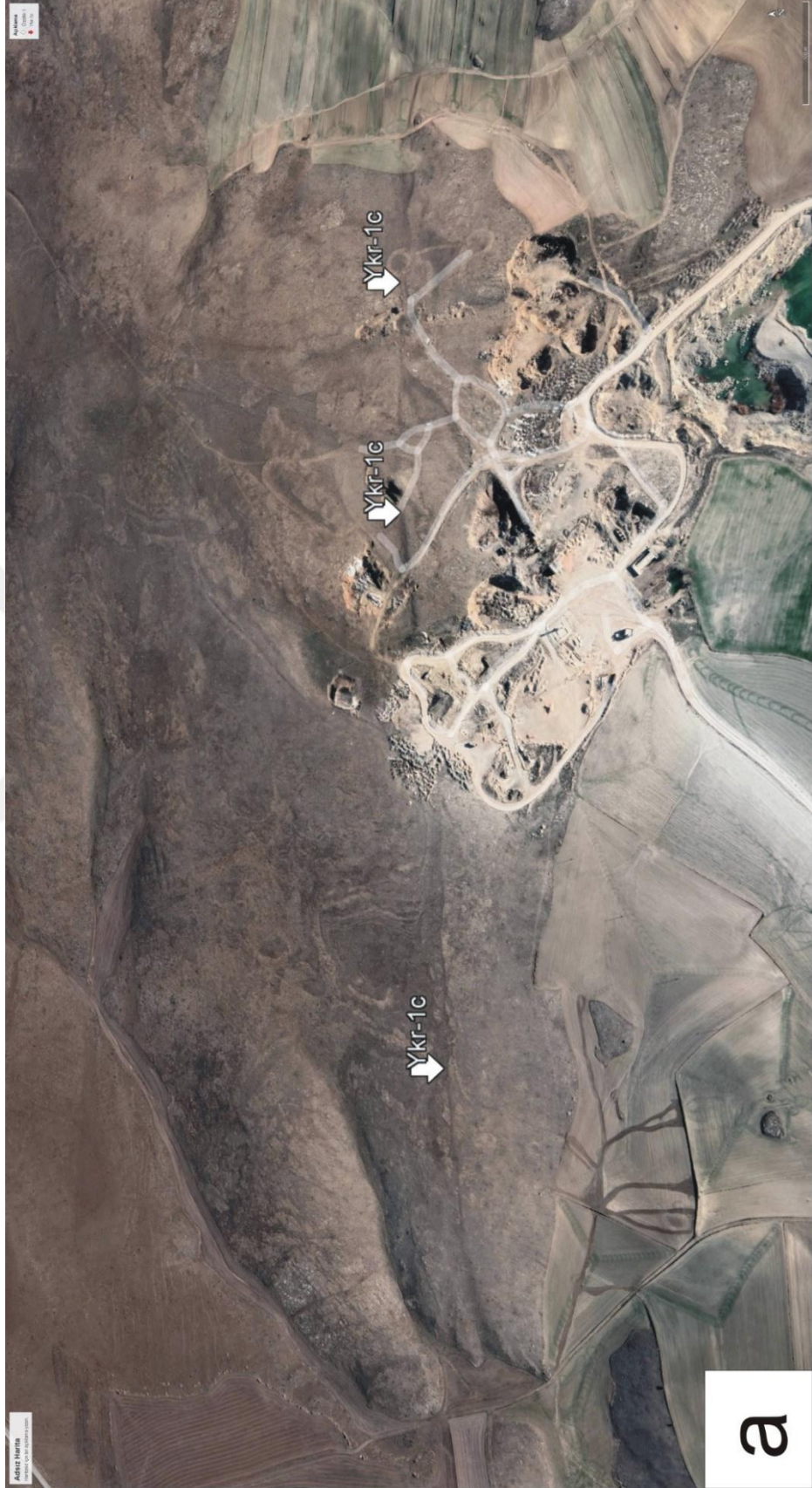




Şekil 4.52 Ykr-1c segmentinin görünümü a) yorumsuz hali. Konum için 4.51'e bakınız.



Şekil 4.53 Ykr-1c segmentindeki b) topoğrafik farklılığın belirgin bir şekilde görülmesi. Konum için 4.51'e bakınız



Şekil 4.54 Ykr-1c segmentinin a) yorumsuz halı. Konum için 4.51'e bakınız



Şekil 4.55 Ykr-1c segmentinin b) fay izinin görünümü. Konum için 4.51'e bakınız



Şekil 4.56 Ykr-1c segmentinin a) yorumuz halı. Konum için 4.51'e bakınız



Şekil 4.57 Ykr-1c segmentindeki b) kireçtaşı bloğunun 100 m sağ yanal ötelenmesi. Konum için 4.51'e bakınız



Şekil 4.58 Miyosen kireçtaşındaki sistematik kırık yapısı. Konum için 4.51'e bakınız. Bakış yönü batı



Şekil 4.59 K80B/80 KD yönlü tansiyon çatlaklığı. Konum için 4.51'e bakınız. Bakış yönü kuzeybatı

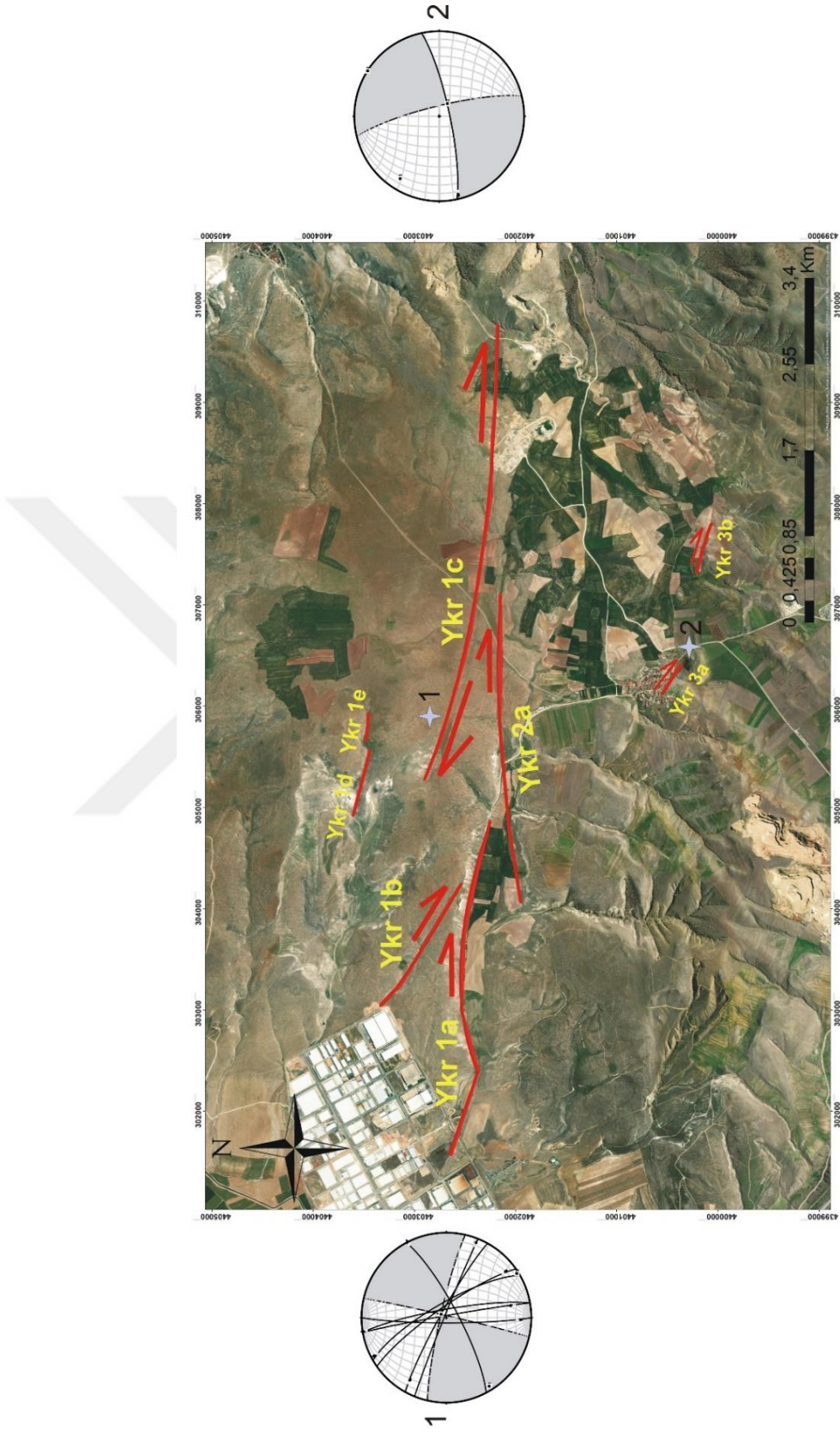


Şekil 4.60 Ykr-3a segmentinin yakından görünümü. Konum için 4.51'e bakınız

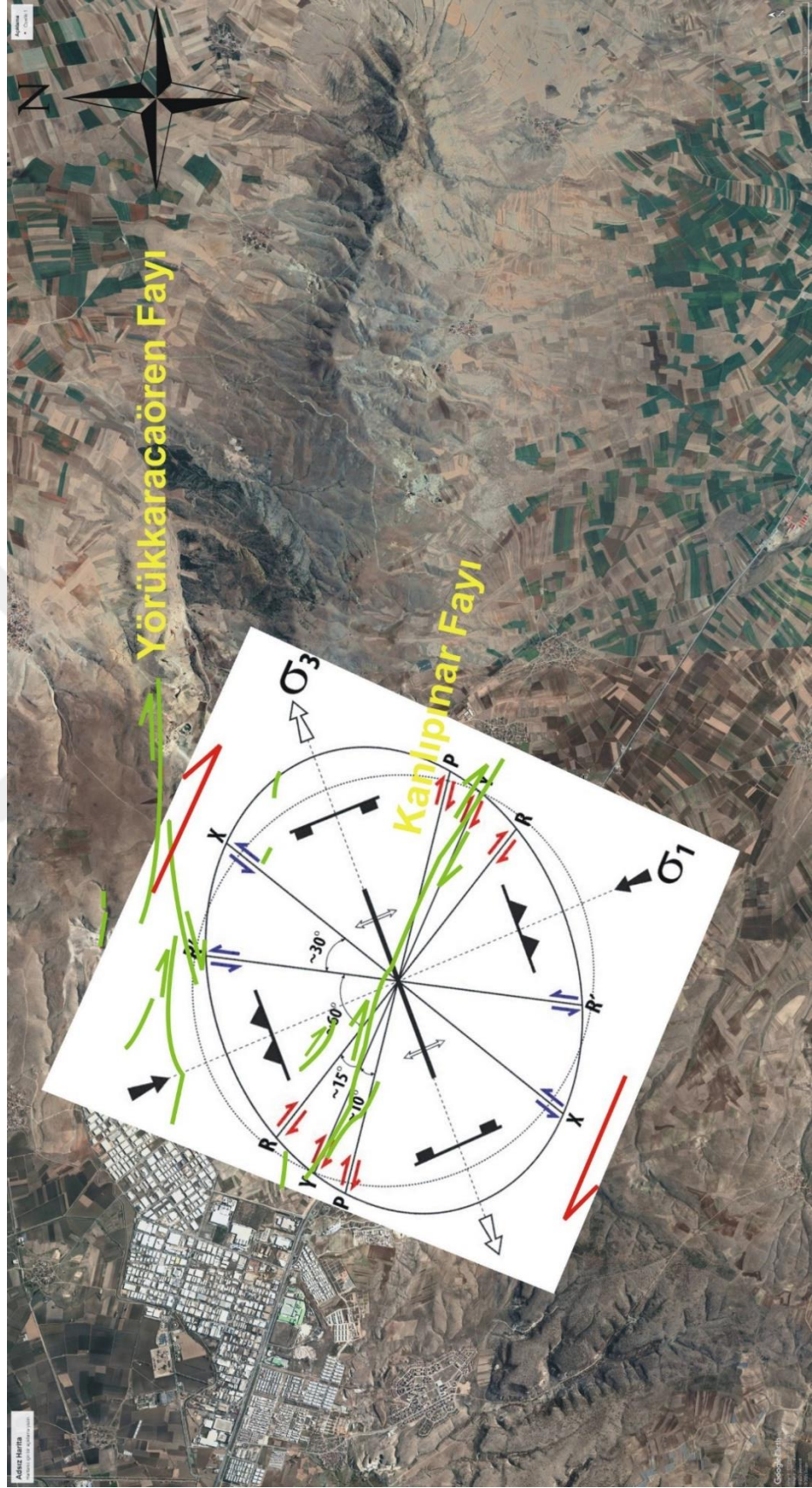
Bölgede 2 lokasyondan alınan 9 tane kayma çizliğinden elde edilen kinematik analizlerin sonucunda (Çizelge 4.2), KB-GD yönlü bir daralmanın varlığı görülmektedir (Şekil 4.61). Yüksek çözünürlüklü uydu görüntülerinden elde edilen jeomorfolojik veriler ile ikincil kırıkların fayın doğrultusuyla uyumlu olması fayın varlığını işaret etmektedir. Arazide net bir şekilde görülmemesine rağmen, yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri ile birlikte Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-2a, Ykr-3a segmentlerinde gözlenen fayların yarattığı ikincil kırıklıklar (P kırıkları), Knp-1b segmentleriyle uyumludur (Şekil 4.62). Dolayısıyla Ykr-1a, Ykr-1b, Ykr-1c, Ykr-1d, Ykr-1e, Ykr-2a, Ykr-3a segmentleri, Kanlıpınar Fayı'nın yarattığı ikincil kırık yapısı olarak yorumlanabilmektedir. Bunun yanı sıra bu alanda gerçekleşen yoğun sismik aktivite, Yörükkaracaören Fayı'nın diri bir fay olduğunu desteklemektedir.

Çizelge 4.2 Yörükkaracaören bölgesinin kinematik verileri

Lokasyon	No	Doğrultu	Eğimaçısı/yönü	Sapma	Fay türü
Yörükkaracaören 1c	1	K10B	88GD	160	Doğrultu atımlı sol
Yörükkaracaören 1c	2	K10B	82GB	165	Doğrultu atımlı sol
Yörükkaracaören 1c	3	K62D	79KB	164	Doğrultu atımlı sol
Yörükkaracaören 1c	4	K-G	85G	18	Doğrultu atımlı sol
Yörükkaracaören 1c	5	K68B	88GD	170	Doğrultu atımlı sağ
Yörükkaracaören 1c	6	K35B	80GB	163	Doğrultu atımlı sağ
Yörükkaracaören 1c	7	K61B	84GB	12	Doğrultu atımlı sağ
Yörükkaracaören 1c	8	K30B	76GB	9	Doğrultu atımlı sol
Yörükkaracaören 3a	9	K78D	80GD	170	Doğrultu atımlı sağ



Şekil 4.61 Yörükkaracaören bölgesinde yamulma analizi sonucu KB-GD yönlü sıkışmanın varlığı görülmektedir

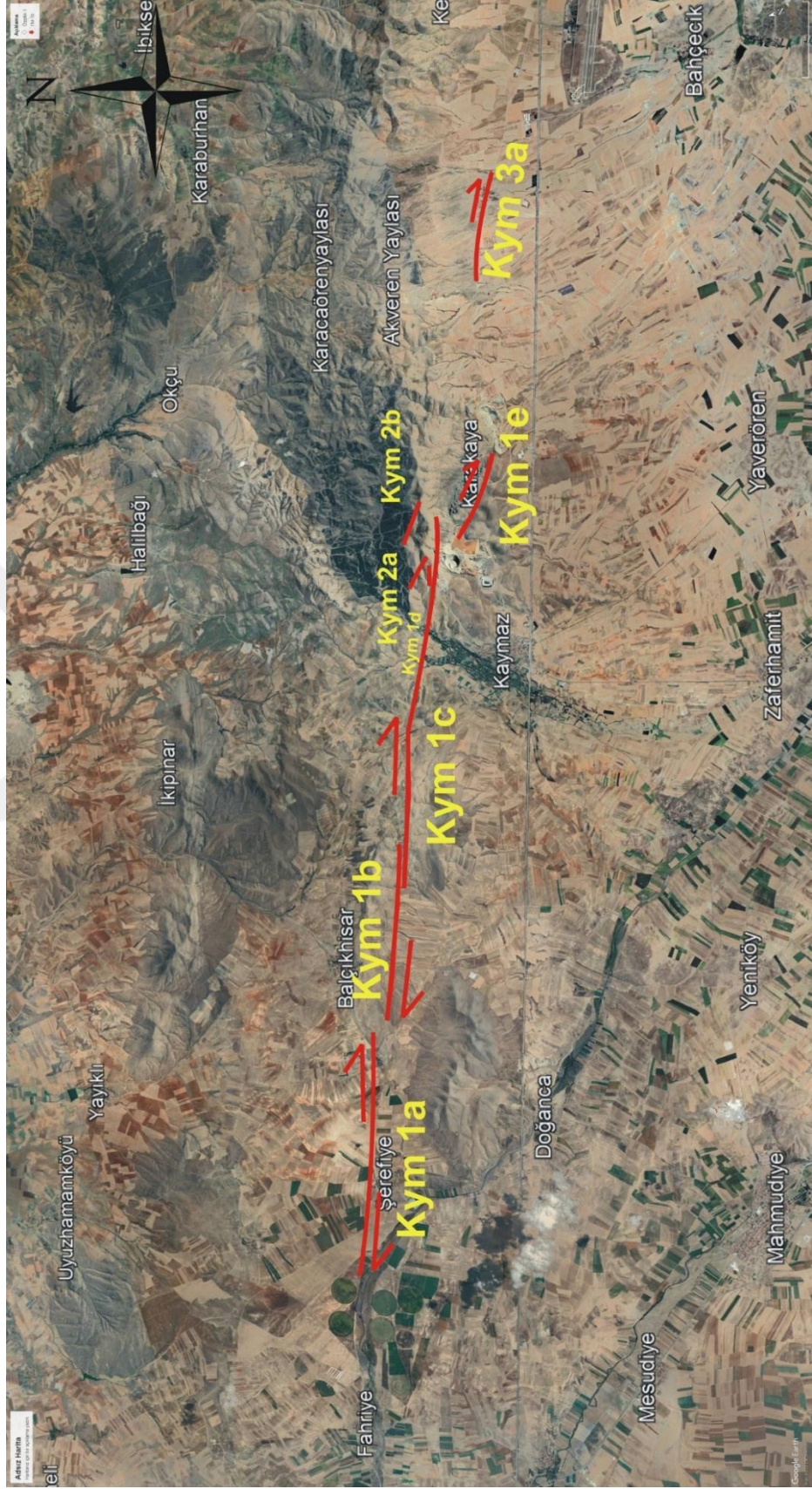


Şekil 4.62 Kanlıpınar ve Yörükcaracaören Fayı'nın yorumlanması

4.5 Kaymaz Fayı

Kaymaz Fayı tez alanının doğusunda kalan Fahriye-Paşakadın bölgesinde yer alan yaklaşık 33 km boyunca uzanan KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faydır. İlk olarak Şaroğlu vd. (1987) tarafından Bursa-Eskişehir Fay Zonu içerisinde tanımlanmıştır. Ocakoğlu (2007) Kaymaz Horstu adını verdiği yapının metamorfik kayalardan ve onları tektonik olarak üzerleyen ofiyolitlerden meydana geldiğini belirterek, metamorfik birimlerin normal faya bağlı olarak yükseldiği belirtilmiştir. Sağlam-Selçuk ve Gökten (2012) tarafından Bardakçı-Kaymaz segmenti olarak 28 km uzunluğunda K25B gidişli olan normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmaktadır. Bu fay boyunca Mesozoyik yaşta mermerlerin kesilmekte olduğu ve Pleyistosen yaşlı alüvyal çökellerle karşı karşıya geldiği belirtilmektedir. Türkiye Diri Fay Haritası'nda ise KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak gösterilmiştir (Emre vd. 2018).

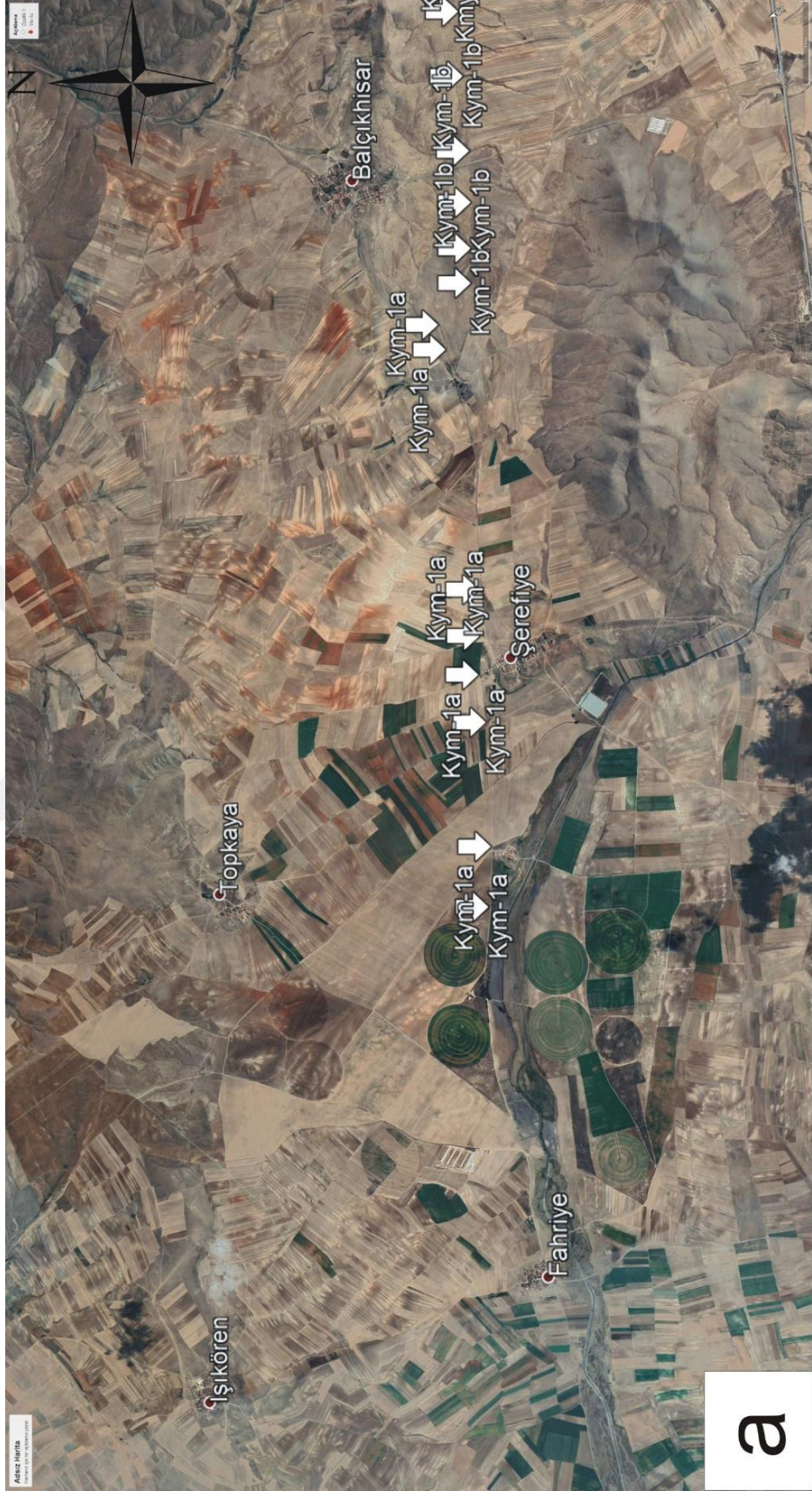
Kaymaz Fayı değişik uzunlukta 8 segmentden oluşmaktadır. Bunlar Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b, Kym-3a segmentleridir (Şekil 4.63).



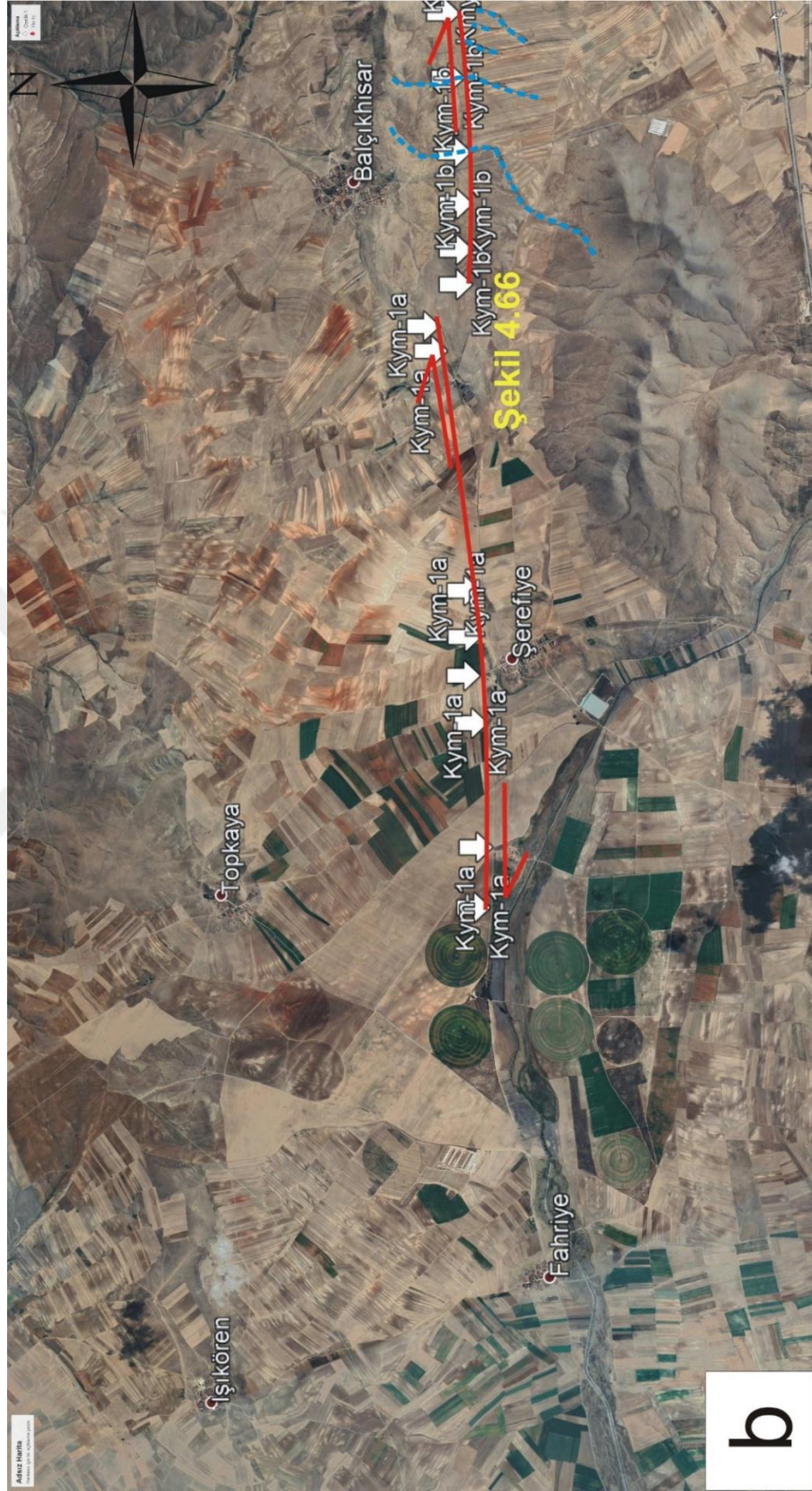
Şekil 4.63 Kaymaz Fayı'nın Google Earth görüntüsü.

Kaymaz Fayı, Fahriye-Karakaya arasında Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e segmentlerinden oluşmaktadır. Kym-1a segmenti yaklaşık 8 km boyunca tek hat boyunca devam etmektedir (Şekil 4.64, 4.65). Kym-1a segmenti'nin Kym-1b segmentine sıçramasıyla yani blokların birbirleriyle uzaklaşmasıyla rahatlamalı sıçrama yapısı görülmektedir (Şekil 4.64, 4.65). Kym-1b segmenti doğuya doğru devam ettikçe akarsularda yön değiştirme belirginleşmektedir (Şekil 4.66).

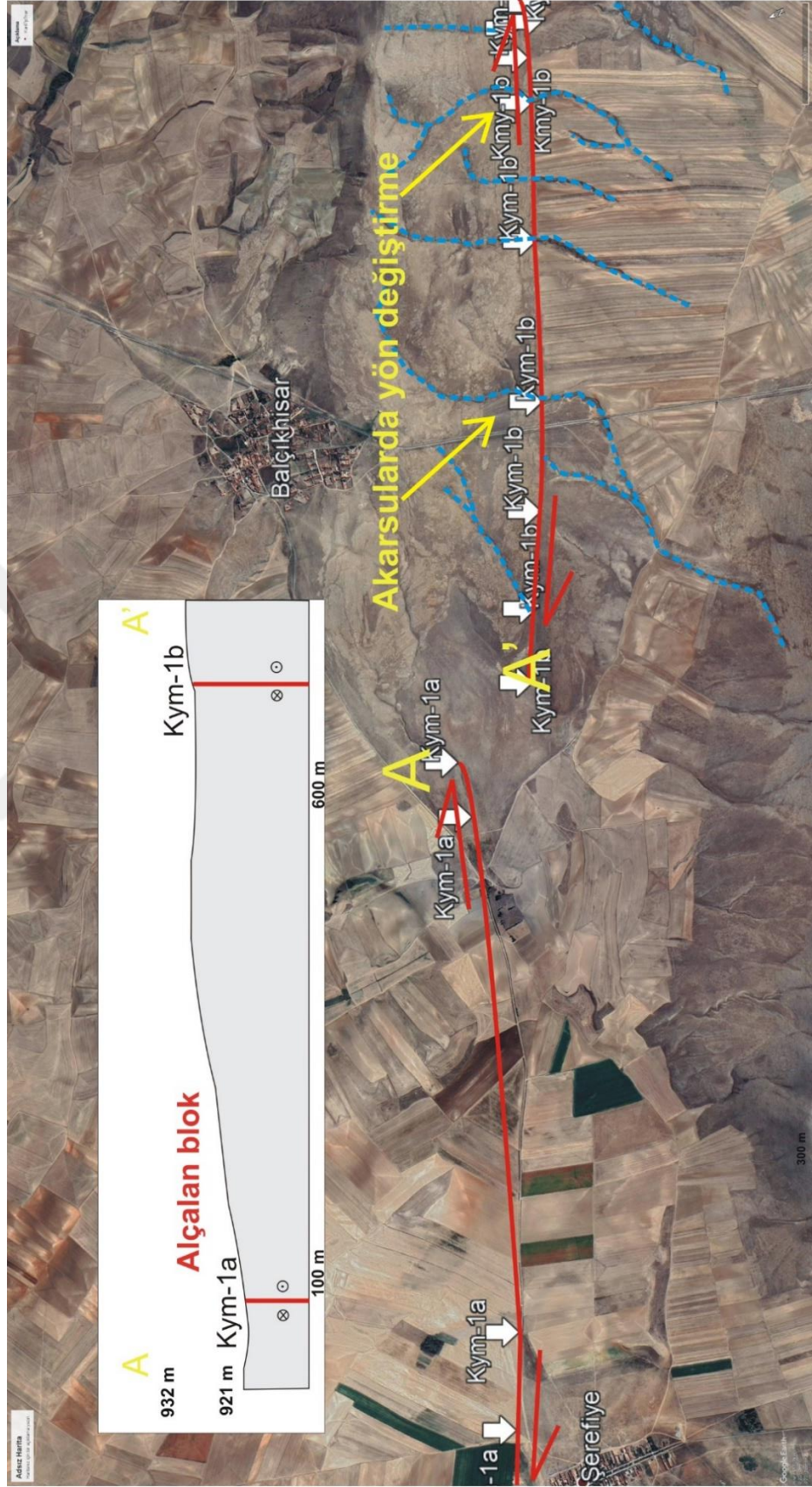




Şekil 4.64 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmetlerinin konumu a) yorumuz hali



Şekil 4.65 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmetlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

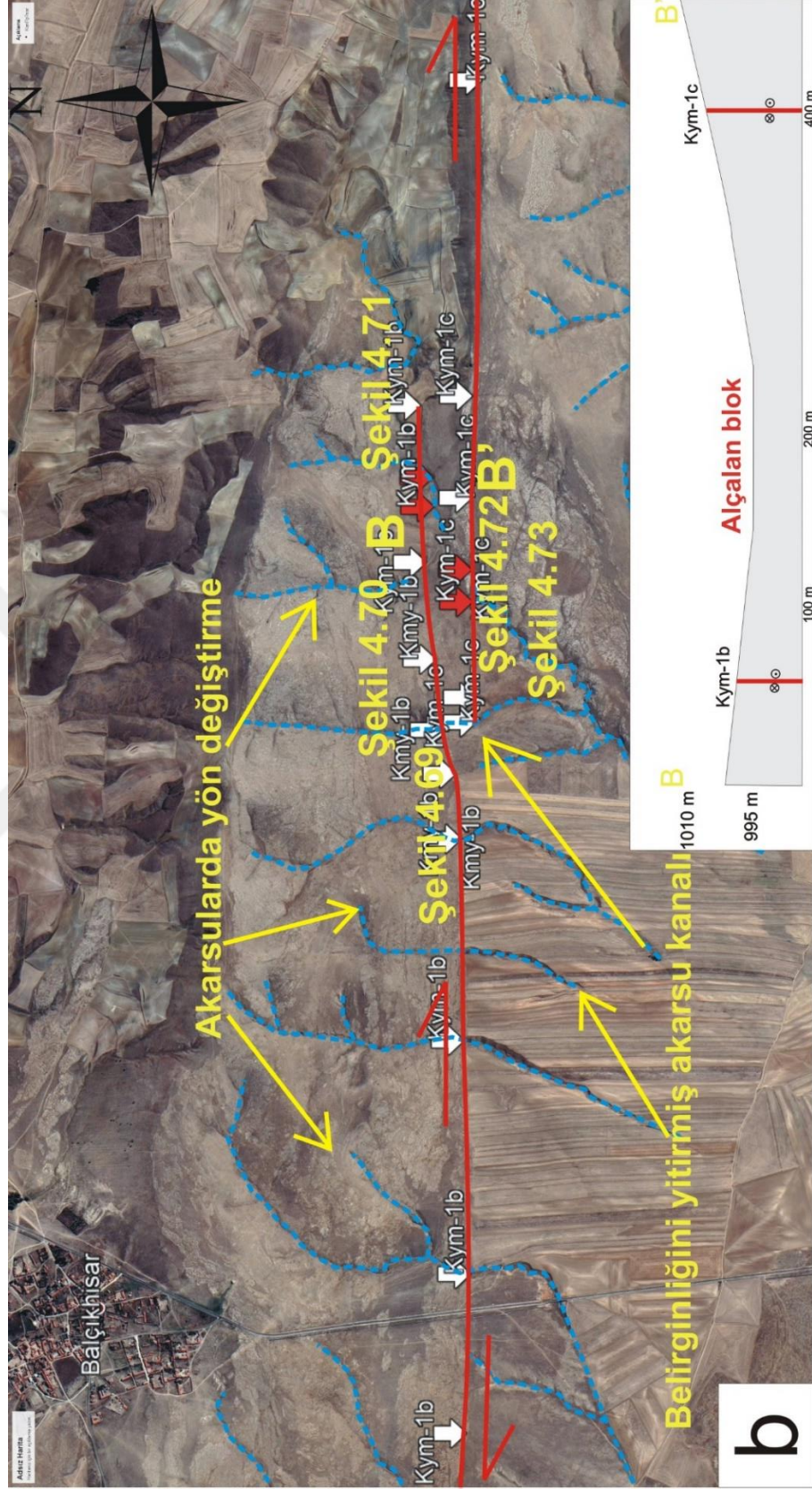


Şekil 4.66 Kym-1a, Kym-1b segmentlerinin yakından görünümü



Şekil 4.67 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmetlerinin konumu a) yorumuz hali

Kym-1b segmenti akarsuda yön değiştirme ve belirginliğini yitirmiş akarsu kanalı açık bir şekilde görölmektedir (Şekil 4.68). Kym-1b segmentinin, Kym-1c segmentine sıçramasıyla yani blokların birbirleriyle uzaklaşmasıyla, blok alçalmaktadır. Bu alçalma, rahatlamalı sıçrama yapısı olarak görölmektedir (Şekil 4.68). Fayın etkisiyle gelişen kinematik veriler az olmasına rağmen, tansiyon çatlağı gibi ikincil yapılar gözlenmiştir (Şekil 4.69). Metamorfik birimlerde görölen Kaymaz Fayı'nda dere tabanında sığ bir şekilde vadilerin oluşumu görölmektedir (Şekil 4.70). Kym-1c segmenti 10 km boyunca tek bir hat şeklinde devam etmektedir. Kym-1b ve Kym-1c segmenti boyunca KB'dan GD'ya doğru sırasıyla 120 m, 130 m sağ yanal ötelenmeler açık bir şekilde görölmektedir (Şekil 4.71, 4.72). Kym-1c segmenti boyunca sırasıyla yoğun makaslanma ve ikincil kırıklar gelişmiştir (Şekil 4.73). Kym-1c segmentinin Riedel kırıklarının açığortayı, sigma 1'in yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir (Şekil 4.73). Sigma 1'in ana makaslama düzlemine yüksek açı yapması, yanal sıkışma (transpresyon) için delil olarak gösterilmektedir.



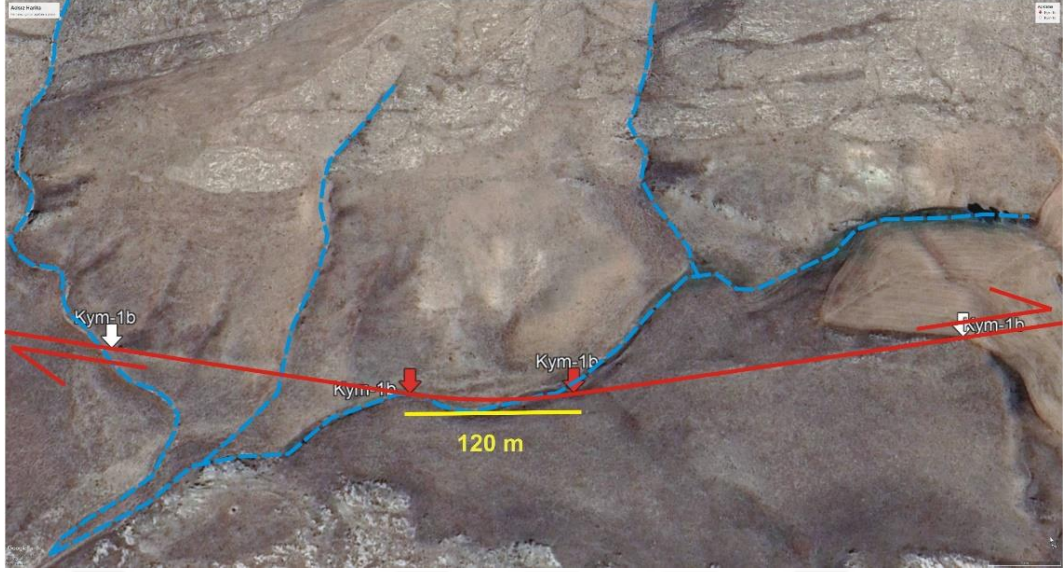
Şekil 4.68 Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmetlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



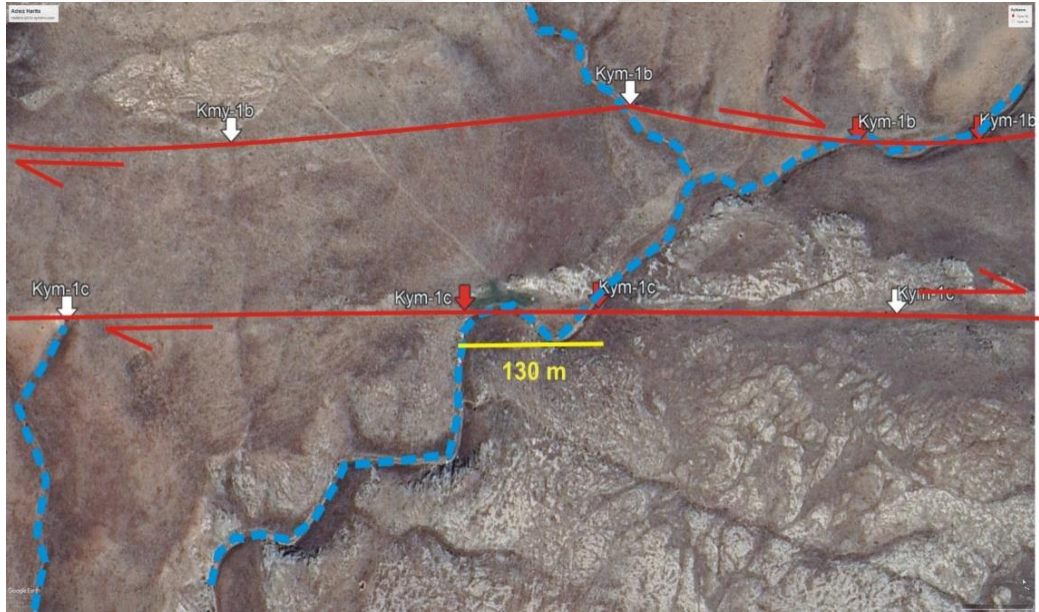
Şekil 4.69 Kym-1b segmentinde bölgesinde görülen K55B/80 GB yönlü tansiyon çatlağı. Konum için Şekil 4.68'e bakınız. Bakış yönü güney



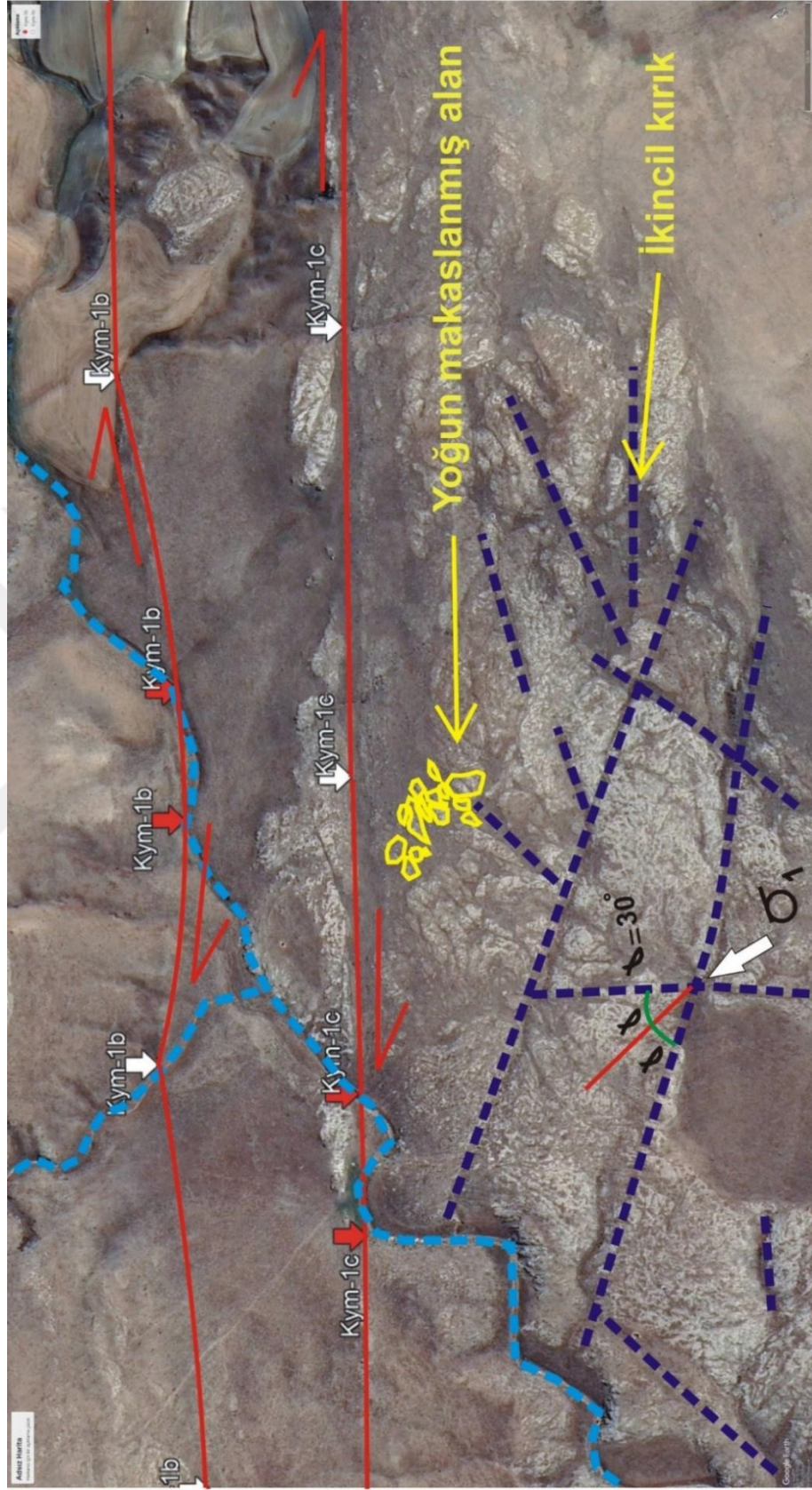
Şekil 4.70 Metamorfik birimlerde görülen Kaymaz Fayı, kırmızı oklar Kaymaz Fayı'nın uzanımını gösterirken, mavi oklar dere tabanını göstermektedir. Konum için Şekil 4.68'e bakınız. Bakış yönü kuzey



Şekil 4.71 Kym-1b segmentinin yarattığı 120 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.68'e bakınız



Şekil 4.72 Kym-1c segmentinin yarattığı 130 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.68'e bakınız



Şekil 4.73 Yakın görünümde Kym-1c segmetinin yarattığı yoğun makaslanmış alan ve ikincil kırıklar. Konum için 4.68'e bakınız



Şekil 4.74 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu
a) yorumuz hali

Kym-1c segmenti boyunca doğuya doğru devam ettikçe sırasıyla derede ani yön değişikliği, 145 m sağ yanal dere ötelenmesi ve kireçtaşı mostrasının çizgisel bir şekilde ötelenmesi açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.76, 4.77, 4.78).



Şekil 4.76 Kym-1c segmenti boyunca dere de ani yön değişikimi. Konum için 4.75'e bakınız



Şekil 4.77 Kym-1c segmentinin yarattığı 145 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.75'e bakınız

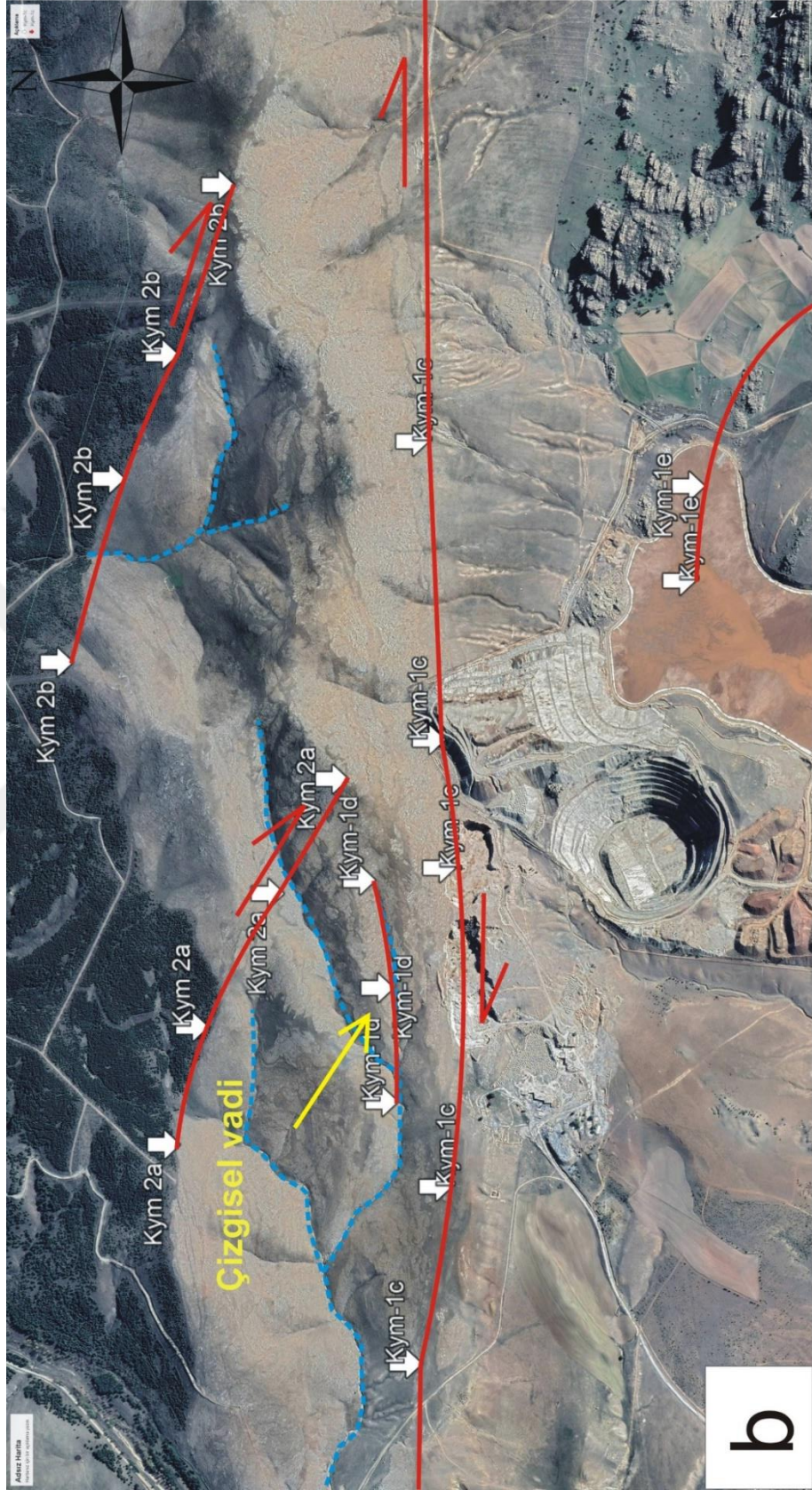


Şekil 4.78 Kym-1c segmentinde görülen çizgisel kireçtaşı mostrası. Konum için 4.75'e bakınız

Kym-1d segmentinin yarattığı çizgisel vadi rahatlıkla izlenmektedir (Şekil 4.79, 4.80). Arazide net bir şekilde görülmemesine rağmen, yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri ile birlikte Kym-2a, Kym-2b segmentlerinde gözlenen fayların yarattığı ikincil kırıklar (R kırıkları), Kym-1c segmentiyle uyumludur (Şekil 4.81).

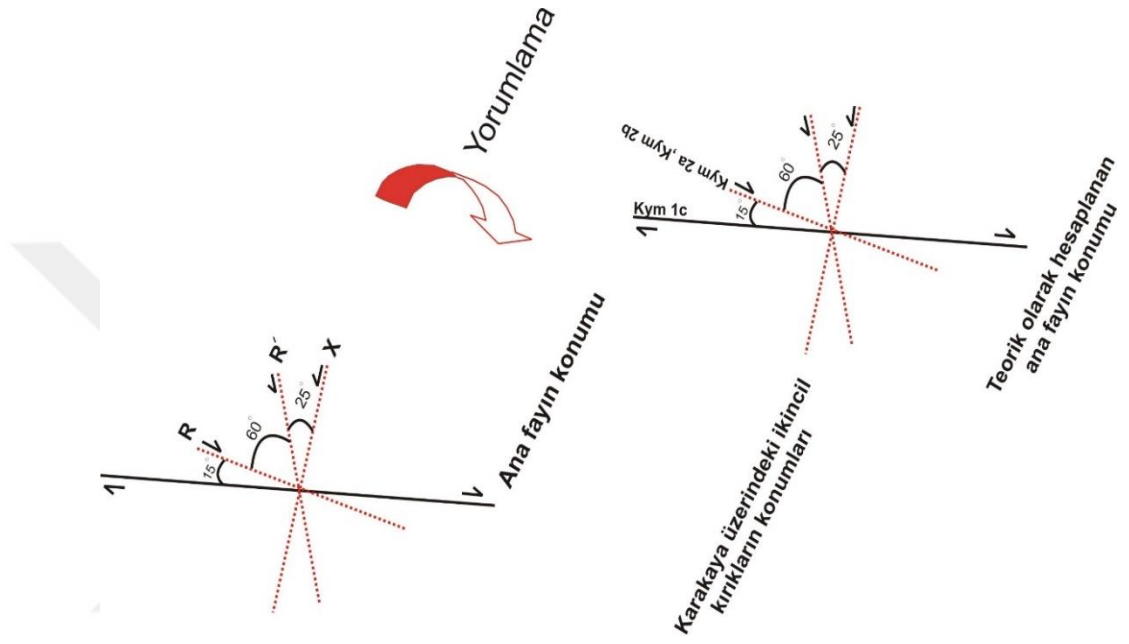


Şekil 4.79 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu
a) yorumsuz hali

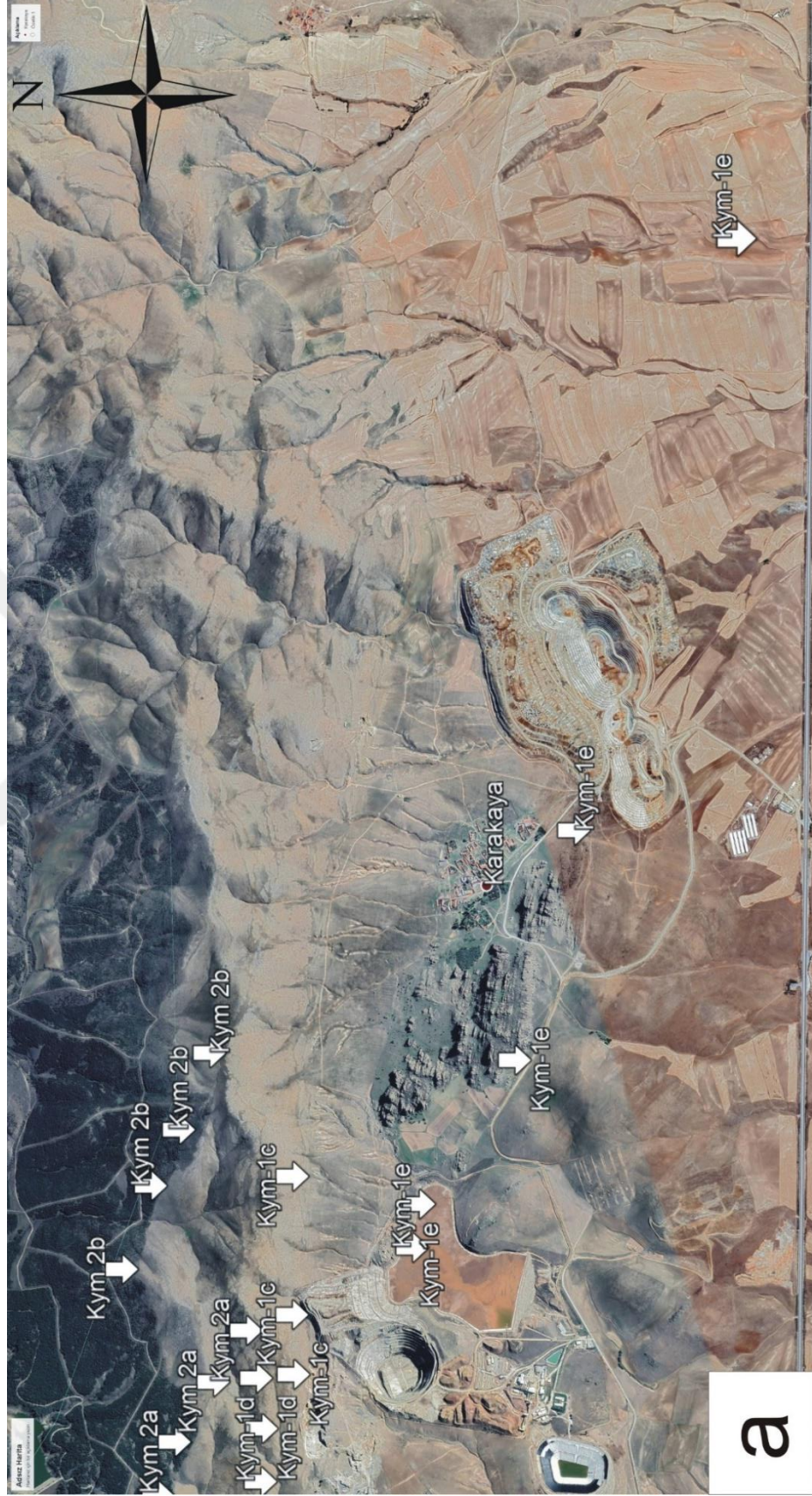


Şekil 4.80 Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali

Dolayısıyla Kym-2a, Kym-2b segmenti Kaymaz Fayı'nın yarattığı ikincil kırık yapısı olarak yorumlanabilmektedir.



Şekil 4.81 Kym-2a, Kym-2b segmentinin Kym-1c segmentine bağlı olarak ikincil oluşması (Esat 2011'den değiştirilerek alınmıştır)



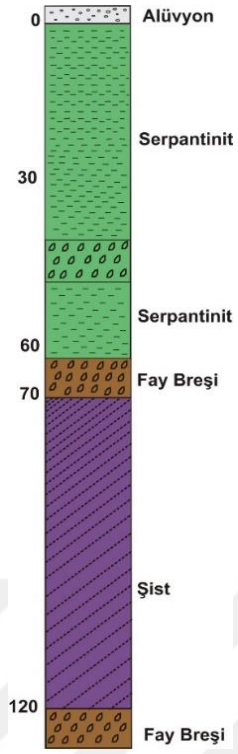
Şekil 4.82 Kym-1c, Kym-1d, Kym-2a, Kym-2b segmentlerinin konumu a) yorumsuz halı

Kaymaz Altın madeninin içinden geçen Kym-1e segmenti Damdamca açık ocağının içinden geçerken Mermerlik sahasında sonlanmaktadır. Mermerlik ocağından alınan sondaj verilerinde bölgedeki 60-70 m arası ve 120-130 m arası fay breşi saptanmıştır (Turan 2018) (Şekil 4.84). Kym-1e segmentinin yarattığı 95 ve 40 m sistematik sağ yanal dere ötelenmeleri açıkça görülmektedir (Şekil 4.85). Bu veriler Kym-1e segmentinin uzanımını desteklemektedir.





Şekil 4.83 Kym-1c, Kym-1d, Kym-2a, Kym-2b, Kym-2e segmentlerinin konumu
b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



Şekil 4.84 Mermerlik Ocağından alınan karot örneği (Turan 2018). Konum için Şekil 4.83'e bakınız



Şekil 4.85 Kym-1e segmentinin yarattığı 95 ve 40 m sağ yanal dere ötelenmeleri. Konum için Şekil 4.83'e bakınız

Çalışma alanının en doğu kısmını oluşturan Paşakadın bölgesinde Kym-3a segmenti KD yönüne sıçrama yaparak aralı aşmalı şekilde sonlanmaktadır (Şekil 4.86, 4.87). Bu segmentin yarattığı 197 m sağ yanal dere ötelenmesi görülmektedir (Şekil 4.88). Dere ötelenmelerine ve jeomorfolojiye dayanarak fayın sıçramalar yapan çeşitli uzunluklarda segmentler (Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c, Kym-1d, Kym-1e) halinde olduğu görülmektedir. Tüm bu gözlemler Kaymaz Fayı'nın sağ yönlü doğrultu atım karakterinde olduğunu desteklemektedir. Bölgede yapısal verilere ulaşılamamıştır.





Şekil 4.86 Kym-3a segmentinin konumu a) yorumsuz hali



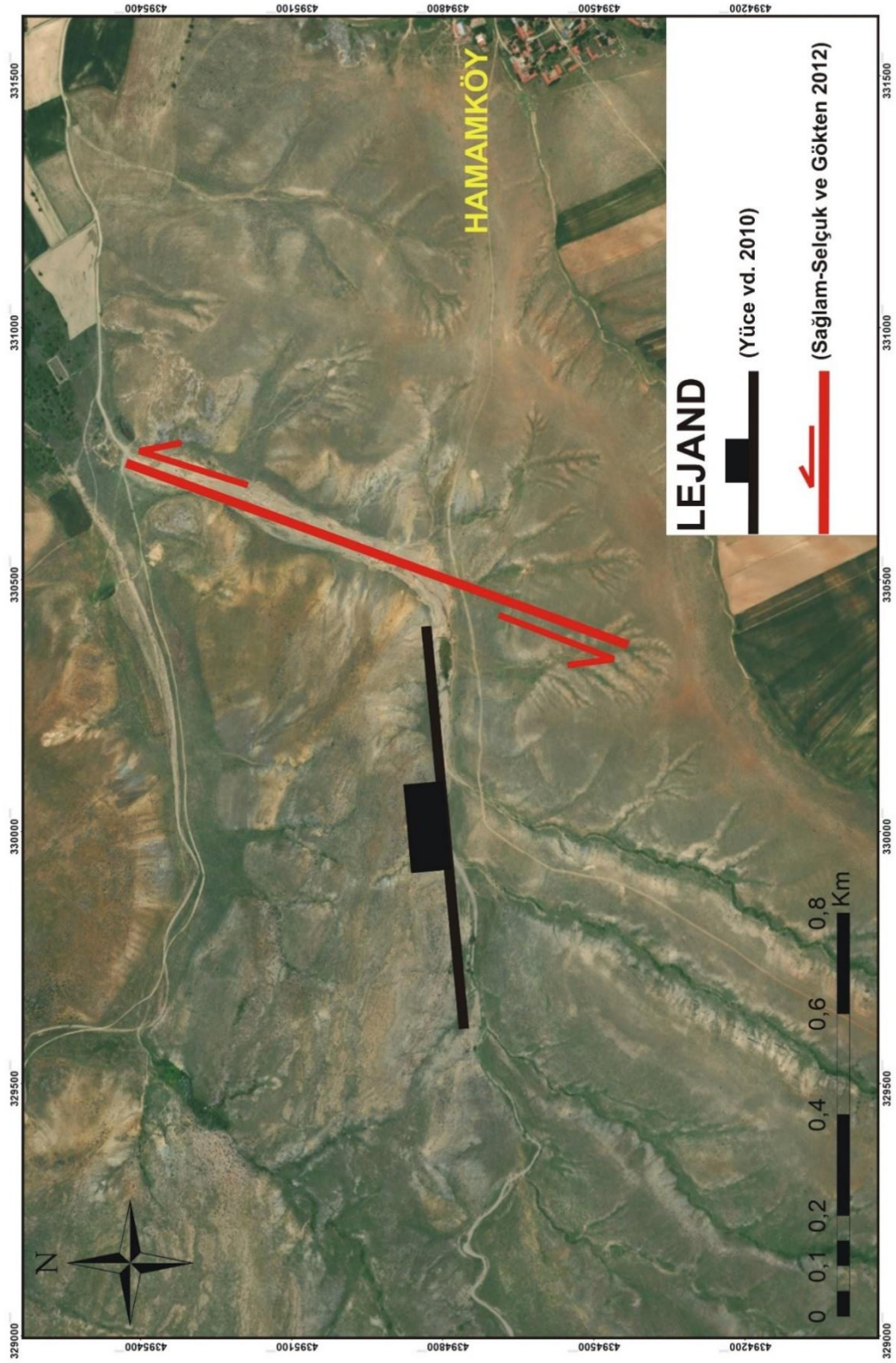
Şekil 4.87 Kym-3a segmentinin konumu b) jeomorfolojik öğelerle desteklenmiş hali



Şekil 4.88 Kym-3a segmenti'nin yarattığı 197 m sağ yanal dere ötelenmesi. Konum için 4.87'e bakınız

4.6 Uyuzhamam Fayı

Uyuzhamam Fayı ilk olarak Yüce vd. (2010) tarafından normal fay olarak tanımlanmıştır. Uyuzhamam bölgesinde sıcaksu ve soğuksu kuyusunda çoklu parametreleri ölçecek gözlem istasyonu kurulmuştur. Kandilli istasyonundan elde edilen veriler doğrultusunda deprem anında ve depremler öncesinde radon gazında değişimi incelemiştir. Uyuzhamam sıcaksu kaynağı istasyonunda Seyitgazi ve Konya depremleri ile redoks – su sıcaklığı sıra dışı değişimler izlenmiştir. Diğer bir çalışma ise Sağlam-Selçuk ve Gökten (2012) tarafından yapılmış, bu faya ait fay çiziklerini genel olarak Mesozoyik yaşlı mermerler üzerinde geliştiğini belirtmiştir. Kayma çizikleri üzerindeki çeşitli kinematik veriler, dört farklı yönde değer göstermiştir. Uyuzhamam Fayının dört farklı yöndeki kinematik veriler ilk evrede eğim atımlı normal fay ikinci evrede ise sol yanal atımlı fay olarak çalıştığını belirtmiştir. Uyuzhamam Fayı Hamamköy ile Esencenin güneyi arasında yüzeylendiğini belirtmiştir (Şekil 4.89). Bölgedeki Traverten yapıları CO₂ bulduran yeraltı sularının aniden basınçsız ortama çıkmasıyla ve CaCO₃ çok ince katmanlar halinde kayaçların üzerine çökmesiyle oluşmaktadır (Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012). Travertenler çökme sırasında ve sonrasında ait tektonik özellikler içermektedir (Altunel 1996). Dolayısıyla Hamamköy civarında traverten çıkışları fay segmentleri üzerindeki kaynaklardan çıkan suyun yamaç aşağı akmasıyla oluşmuştur. Faya ait dere 455 m sağ yanal ötelenme gösterirken (Şekil 4.90, 4.91) kinematik veriler fayın doğrultusunun çalışma alanı bölgesindeki faylardan farklı olduğunu göstermektedir. Fay düzleminde görülen ikincil kırık geometrisi, fayın sağ yanal atımlı çalıştığını desteklemektedir (Şekil 4.92). Uyuzhamam Fayına ait traverten oluşumu fayın diri olduğuna işaret edebilir (Şekil 4.93). Bölgede 2 tane kayma çiziginden elde edilen yamulma analizi sonucunda (Çizelge 4.3) bölgedeki diğer faylardan farklı olarak, KD-GB yönlü bir daralmanın varlığı görülmektedir (Şekil 4.94).



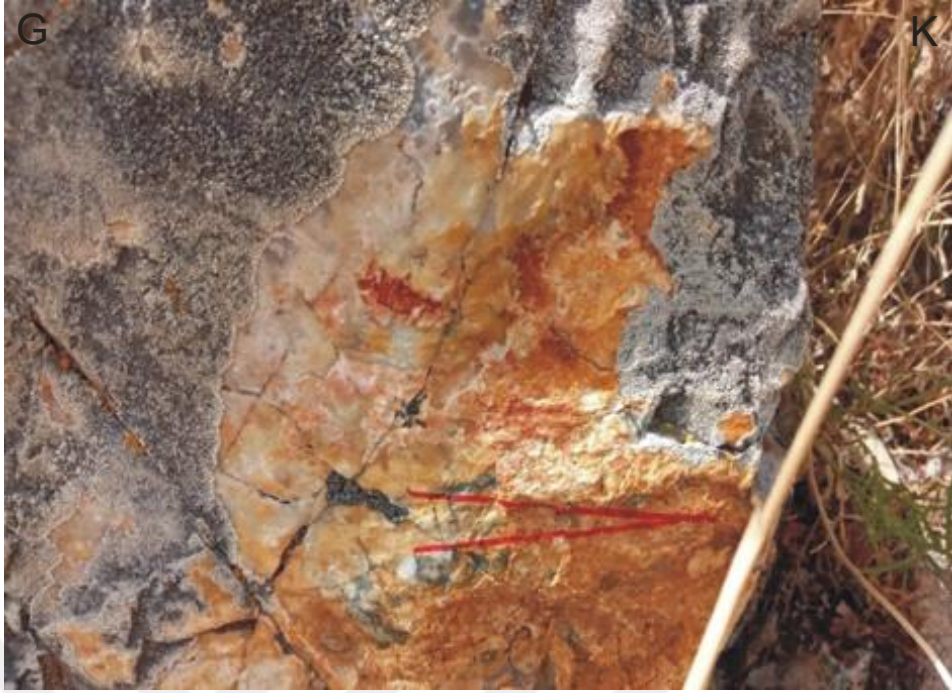
Şekil 4.89 Uyuzhamam Fayı'nın uzanımı ve karakteri hakkındaki görüşler



Şekil 4.90 Uyuzhamam Fayı'nın konumu a) yorumsuz hali



Şekil 4.91 Uyuzhamam Fayı'nın konumu b) Uyuzhamam Fayına ait derenin 455 m sağ yanal dere ötelenmesi



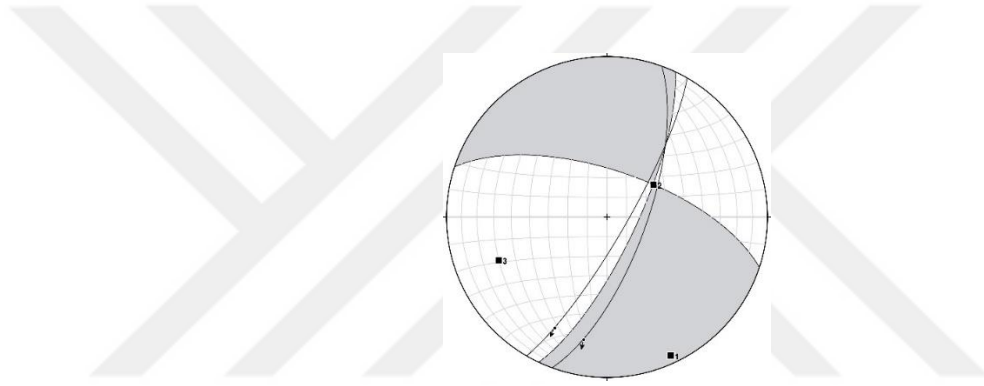
Şekil 4.92 Uyuzhamam Fayına ait kayma çizikleri. Konum için 4.91'e bakınız. Bakış yönü kuzeybatı



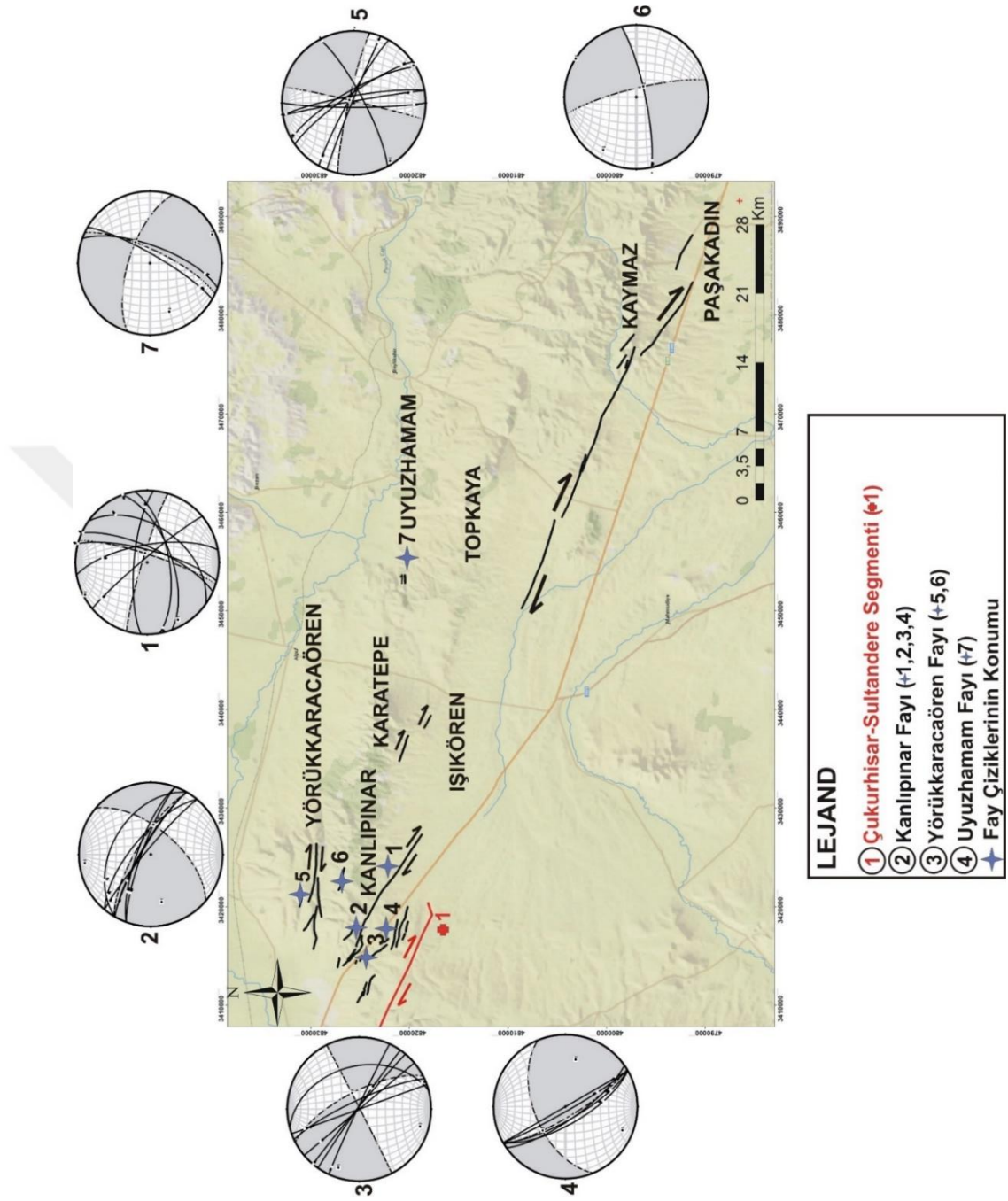
Şekil 4.93 Uyuzhamam Fayına ait traverten oluşumları. Konum için 4.91'e bakınız. Bakış yönü kuzeybatı

Çizelge 4.3 Uyuzhamam bölgesinin kinematik verileri

Lokasyon	No	Doğrultu	Eğim açısı	Sapma yönü	Fay türü
Uyuzhamam	1	K20D	70GD	155	Doğrultu atımlı sağ
Uyuzhamam	2	K30D	80GD	150	Doğrultu atımlı sağ



Şekil 4.94 Uyuzhamam Fayı'nın yamulma analizi sonucu KD-GB yönünde daralma ekseninin varlığı görülmektedir



Şekil 4.95 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın yamulma analizi (Çukurhisar-Sultandere segmentinin konumu Seyitoğlu vd. 2015'ten alınmıştır)

5. UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI

5.1 Temel Bileşenler Analizi (PCA)

Temel bileşen analizi (PCA), uzaktan algılamada kullanılan istatistiksel bir yöntemdir. Bu yöntem, çok spektrumlu görüntülemeyle ölçülen toplam spektral bilgiyi bantlar arasında dağıtmayı amaçlar. Çok bantlı görüntüler arasındaki ilişkileri ortadan kaldırma ya da görüntülerde meydana gelen gürültüyü azaltma ilişkileri ortadan kaldırma amaçlarla kullanılmaktadır (Anonymous 2007). Anabileşenler (PCA) dönüşümdeki amaç, bilgi tekrarı olmayan korelasyonsuz bileşenler elde etmektir (Anadolu 2009). Bu tez çalışması kapsamında temel bileşenler analizi uygulandıktan sonra çizgisel yapıların tanımlanabilmesi için LINE algoritmali Geomatica programı ile yapılmıştır. Geomatica programı üzerinden yapılan otomatik çizgi çıkarımı ile birlikte 6 değişken tanımlanmaktadır (Köküm 2019). Bu değişkenler Filter Radius, Gradient Threshold, Length Threshold, Line Fitting Error Threshold, Angular Difference Threshold, Linking Distance Threshold dur. Çalışma alanındaki Landsat 8 uydu görüntüsünün 8. bandına Temel Bileşenler Analizi (PCA) uygulandıktan sonra çizgisellikler çıkartılmıştır. Landsat 8 uydu görüntüsünü, görüntü zenginleştirme tekniklerinden olan PCA uygulandıktan sonra çalışma alanında yer alan çizgisellikler belirlenmiştir. Elde edilen bu 215 adet çizgiselliğin doğrultuları ölçüldükten sonra çizgiselliklerin doğrultularına göre gül diyagramı hazırlanmıştır. Bu gül diyagramına göre çizgisellikler KB/GD doğrultulu uzanımlar boyunca yoğunluk göstermektedir (Şekil 5.1).

Filter Radius: Line algoritmasının ilk aşaması olan kenar belirleme yöntemi için kullanılır. Görüntü üzerinde detay seviyesini belirlemeyi amaçlamaktadır. Bu çalışma için 10 alınmıştır.

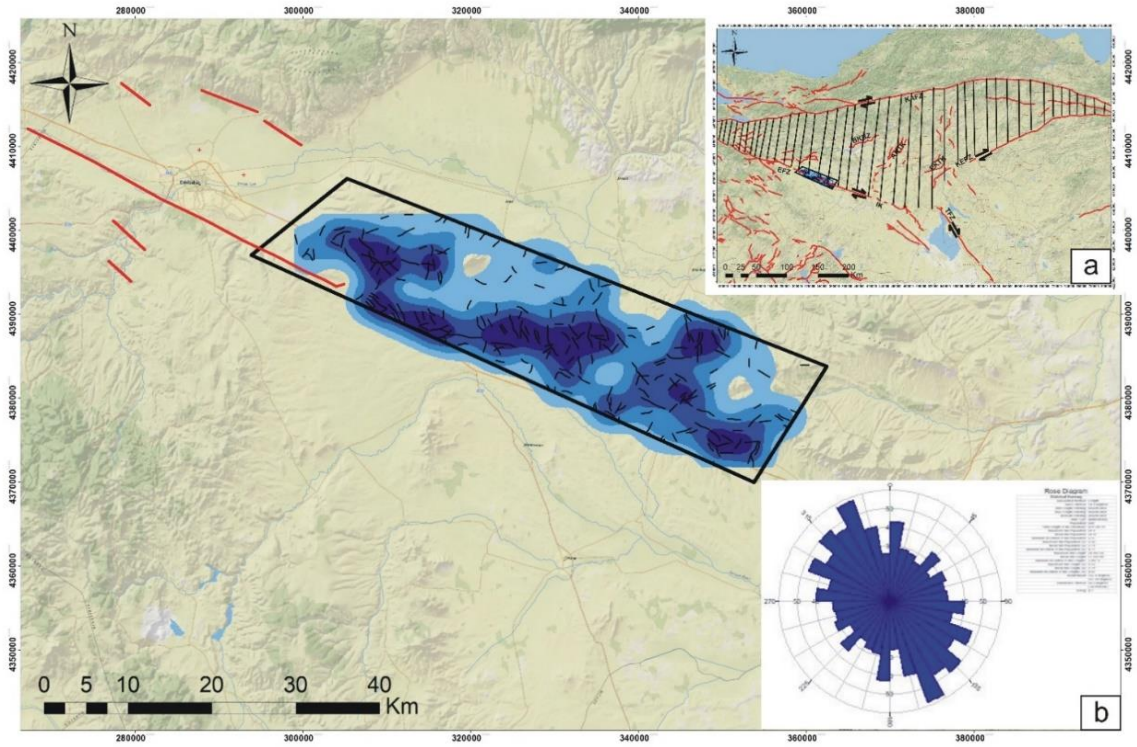
Gradient Threshold: Line algoritmasının ikincisi aşaması olan eşikleme işlemi için kullanılır. Bu çalışma için 100 alınmıştır.

Length Threshold: Line algoritmasının üçüncü aşamasında minimum eğri işlemi için kullanılır. Bu çalışma için 30 alınmıştır.

Line Fitting Error Threshold: Line algoritmasının dördüncü aşamasında eğri cinsinden piksel cinsinden hata değeri tanımlanır. Bu çalışma için 3 alınmıştır.

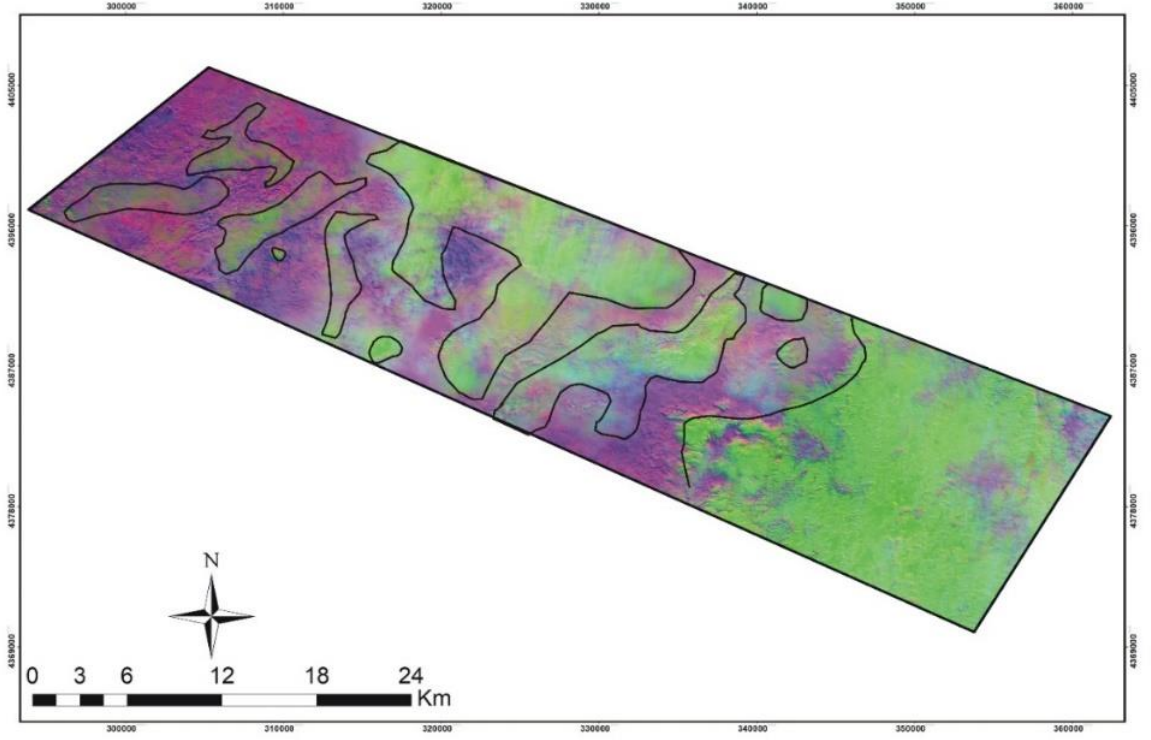
Angular Difference Threshold: Line algoritmasının beşinci aşamasında çoklu çizgilerin birbirleriyle açılma değeri farkını tanımlar. Bu çalışma için 30 alınmıştır.

Linking Distance Threshold: Line algoritmasının altıncı aşamasında çoklu çizgilerin birbirleriyle mesafe piksel cinsinden farkını tanımlar. Bu çalışma için 20 alınmıştır.



Şekil 5.1 KB Orta Anadolu sıkışma bölgesi (Esat vd. 2017, 2021). b) Kanlıpınar-Kaymaz bölgesindeki kırıkların KB-GD doğrultusunda yoğunluğu

Çalışma alanındaki Temel Bileşenler Analizi (PCA) uygulandıktan sonra RGB (8,1,11) bant kombinasyonu oluşturulması ile birlikte bölgedeki metamorfik ve sedimanter kayalar belirginleşmiştir. Yeşil renkler metamorfik kayaları gösterirken, mor renkler sedimanter kayaları göstermektedir (Şekil 5.2).



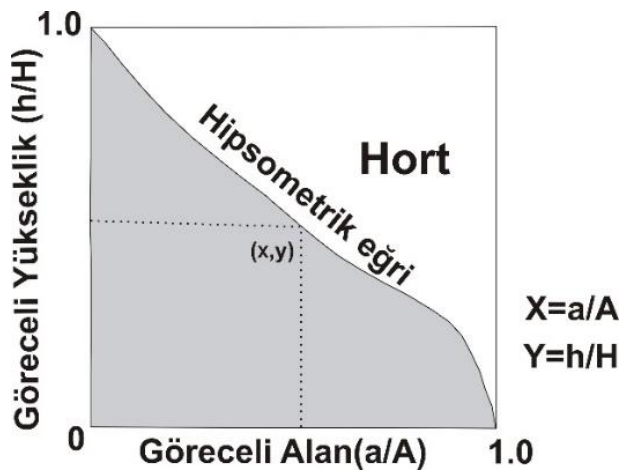
Şekil 5.2 RGB (8,1,11) bant kombinasyonu (Tripathi vd. 2019)

6. MORFOTEKTONİK

Morfotektonik çalışmalarında tektonik aktivitenin ifade edilmesi amacıyla en çok faydalanılan indisler Hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (H_i), Vadi tabanı genişliği yüksekliği oranı (V_f), Akarsu uzunluk-gradyan indisi (SL), Havza asimetri faktörü (AF) ve Drenaj havzasıdır (B_s). Kullanılan seçili morfometrik indislere ait parametrelerin kullanılması aşağıdaki gibidir.

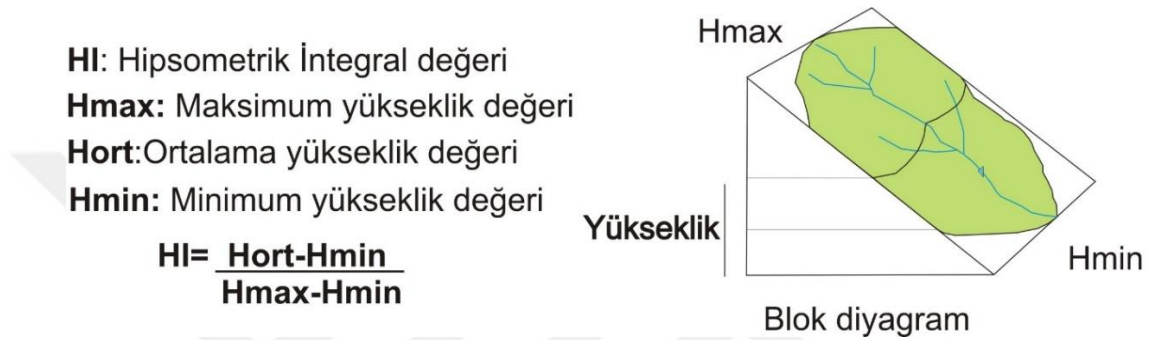
6.1 Hipsometrik Eğri Ve Hipsometrik İntegral

Yeryüzündeki bir alanın içindeki farklı yüksekliklere ait dağılım hipsometrik eğriyi tanımlamaktadır (Pike ve Wilson 1971). Hipsometrik eğri grafiğindeki değerler 0 ile 1 arasında değişmektedir (Mayer 1986, Keller ve Printer 1996). Hipsometrik eğri grafiğinde değer 0'a yaklaştıkça yüksek derecede aşınmış drenaj havzalarını, 1'e yaklaştıkçada zayıf derecede aşınmış drenaj havzaları tanımlanmaktadır. Drenaj alanların erozyon aşamaları hipsometrik eğriye göre, genç, olgun ve yaşlı olmak üzere üç'e ayrılmaktadır. Dışbükey benzeyen hipsometrik eğrinin genç havzayı, S'e benzeyen hipsometrik eğrinin olgunluk evresindeki havzayı, iç bükey benzeyen eğrinin ise yaşlı evredeki bir akarsu havzasını tanımlamak için kullanılmaktadır (Strahler 1952). Bunun yanısıra kayalara ait ani morfolojik ötelenme, litolojik değişimler hipsometrik eğrilerde farklılık olarak ortaya çıkar (Hurtrez vd. 1999, Chen vd. 2003, Tarı ve Tüysüz 2008).



Şekil 6.1 Hipsometrik eğri grafiği (Keller ve Pinter 2002)

Hipsometrik integral, hipsometrik eğrinin altındaki alan olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Printer 2002). Hipsometrik integral, drenaj havzası ve havza geometrisine göre değişkenlik göstermektedir (Lifton ve Chase 1992, Hurtez vd. 1999, Chen vd. 2003). Erozyonun jeolojik evreleri ve havza gelişimi, hipsometrik integral ile hesaplanabilmektedir. Dolayısıyla Hipsometrik integralin yüksek değeri, havzanın genç evrede olduğunu ve erozyona daha az maruz kaldığını göstermektedir (Topal 2019).



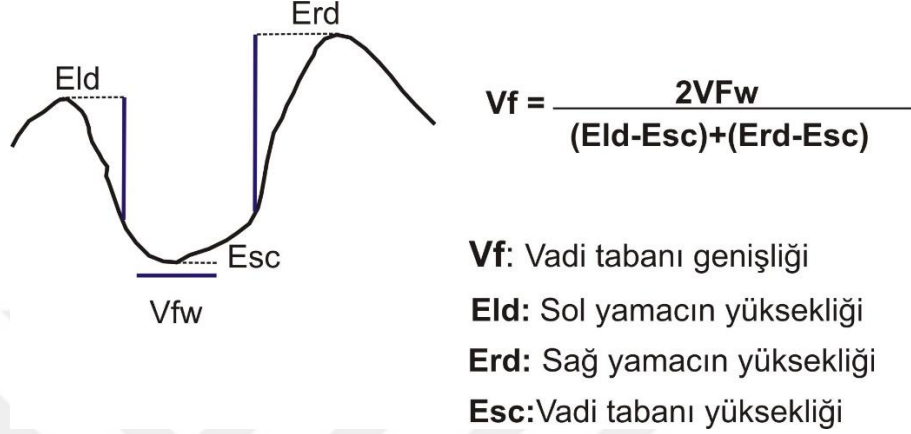
Şekil 6.2 Hipsometrik integral şekli (Keller ve Pinter 2002)

Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf 1	$H_i \geq 0,5$	Baskın dışbükey hipsometrik eğri geometrisi yüksek oranda genç aktif tektonik aktivite
Sınıf 2	$0,4 \leq H_i < 0,5$	İç bükey ve dışbükey hipsometrik eğri geometrisi
Sınıf 3	$H_i < 0,4$	Baskın içbükey hipsometrik eğri geometrisi. Düşük oranda genç aktif tektonik aktivite

Şekil 6.3 Hipsometrik integralin sınıflandırılması (Perez pena vd. 2009)

6.2 Vadi Tabanı Genişliğinin-Vadi Tabanı Yüksekliğine Oranı (Vf)

Vadi tabanı genişliği indisi U ve V şekilli vadiler için kullanılan bir indistir (Bull ve McFadden 1977). Bu indis yükselmenin tektonik etkisini ve drenaj alanın şeklini açıklamak için kullanılır (Bull ve McFadden 1977, Keller ve Printer 2002).



Şekil 6.4 Vadi tabanı genişliği diyagramı (Keller ve Pinter 2002)

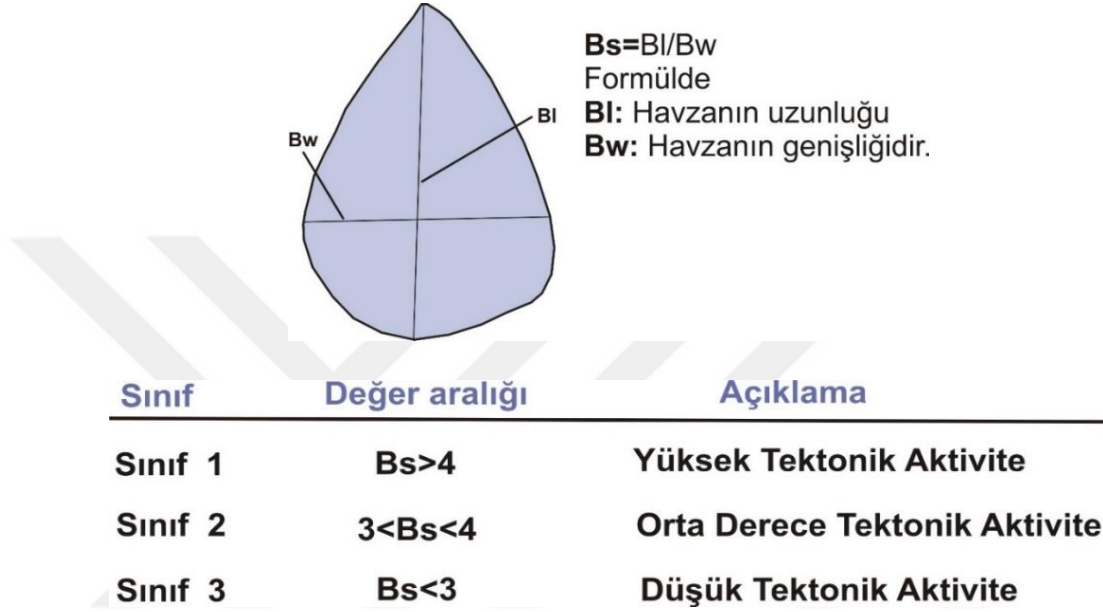
Formülde Vfw vadi tabanı genişliğini ifade ederken, Eld ve Erd vadinin sol ve sağ yamacının yüksekliğini açıklamaktadır. Esc ise vadi tabanının yüksekliğini tanımlamaktadır (Bull ve McFadden 1977, Bull 1977). Vf değerleri vadinin şekline bağlı olarak değişkenlik göstermektedir. Eğer 'V' şekilli vadiler, düşük Vf değerine sahipse bölgede yükselme hızının yüksek olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla Vf değerinin yüksek olması, derine kazılmayı göstermektedir (Bull ve McFadden 1977, Bull 1977, Rockwell vd. 1984, Silva vd. 2003, El Hamdouni vd. 2008). Yüksek Vf değeri ise tektonizmanın yanısıra erozyonal süreçlerin daha az etkili olduğunu gösterir. Aynı zamanda Vf değeri litoloji değişimlerine duyarlıdır.

Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf 1	$Vf \leq 0,5$	Yüksek seviyede tektonik aktivite
Sınıf 2	$0,5 < Vf < 1$	Orta seviyede tektonik aktivite
Sınıf 3	$Vf \geq 1$	Düşük seviyede tektonik aktivite

Şekil 6.5 Vf indisi sınıflaması (El hamdouni vd. 2008, Dehbozorgi vd. 2010)

6.3 Drenaj Havzası Şekli (Bs)

Morfotektonik'te tamamlayıcı bir metod olarak kullanılan drenaj havzası şekli indeksi, bir havzadaki iki nokta arasındaki planimetrik ölçüyü hesaplamak için kullanılır (Ramirez-Herrera 1998). Aşağıdaki formülle hesaplanır.



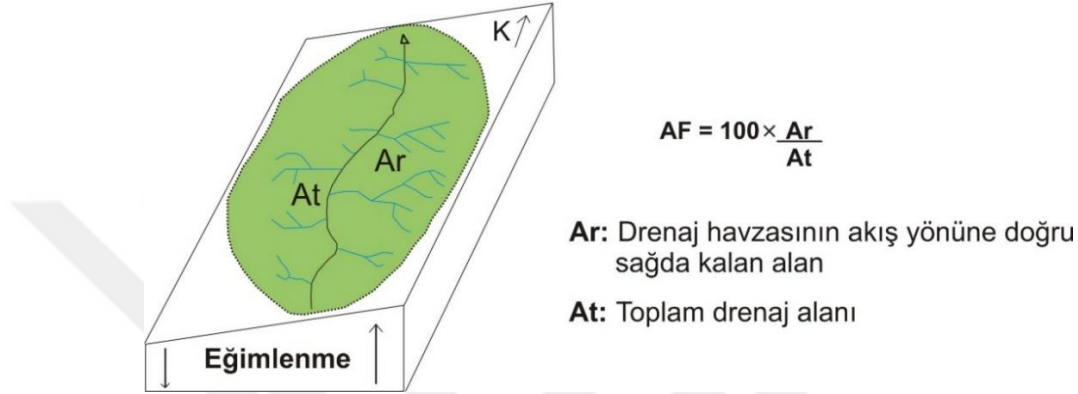
Şekil 6.6 Drenaj havzası diyagramı (Ramírez-Herrera 1998)

Bs'nin yüksek değeri uzamış havzaları, tektonik açıdan aktif alanları tanımlarken, deformasyon hızlı olduğunu ifade etmektedir. Bs'nin düşük değeri daha dairesel drenajları ifade etmektedir (Bull ve McFadden 1977, Ramirez-Herrera 1998, Burbank ve Anderson 2001).

6.4 Asimetri Faktörü (AF)

Asimetri faktörü indisi, topoğrafyanın eğimini belirlemenin yanısıra gelişen drenaj ağının tektonizma kontrolünde geliştiğini anlamak için kullanılmaktadır (Hare ve Gardner 1985, Keller ve Printer 2002). Ar drenaj havzasının sağ tarafında kalan alan olarak tanımlanırken, At ise drenaj havzasının toplam alanıdır. AF değeri 45-55 arasında havzada herhangi bir eğimlenme olmadığını, havzayı etkileyen bir tektonizmanın

bulunmadığını göstermektedir. Oysa havzanın litoloji farklılığı veya tektonik olarak aktif olması durumunda değer 50 değerinden farklılaşmaktadır. Böylece havza asimetrik bir yapı kazanmaktadır. AF değeri 55 değerinden büyük olduğunda drenaj havzasının sol yönlü eğim gösterirken, 45 değerinden küçük olduğunda drenajın havzasının sağ yönü eğim kazanır (Keller ve Printer 2002).

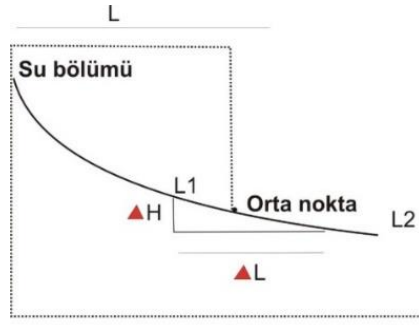


Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf 1	AF>55	Asimetrik havza
Sınıf 2	45<AF<55	Simetrik havza
Sınıf 3	AF< 45	Asimetrik havza

Şekil 6.7 Asimetri faktörü (Keller ve Printer 2002)

6.5 Akarsu Uzunluk-Gradyan İndisi (SL)

Akarsuyun uzunluk-gradyan indisi, akarsuyun eğim farklılıklarını hesaplayarak akarsuyun nehir aşındırma gücünün yanısıra tektonik aktivite, topoğrafya ve kaya direnci arasındaki ilişkiyi hesaplamak için kullanılır (Hack 1973, Keller ve Printer 2002). Ayrıca SL indisi nehir boyunca topoğrafik değişim bölgelerini göstermek için kullanılır (Font vd. 2010).



$$SL = L \times \frac{\Delta H}{\Delta L}$$

- ΔH : Akarsu kanalının yükseklik değişimini
 ΔL : Akarsu segmentinin uzunluğu
 L : İndisin hesaplandığı yerin orta noktasının akarsuyun başlangıç yerine olan mesafesi
 SL : Akarsu uzunluk eğri indeksi

Şekil 6.8 Akarsu uzunluk indeksi diyagramı (Keller ve Pinter 2002, Font vd. 2010)

Akarsuyun uzunluk-gradyan indeksi akarsuyun akışıyla ilişkisi olup, akarsuyun zirve noktasından en alçak noktasına kadar nehrin boyunca hidrolojik değişken olarak tanımlanmaktadır. Dolayısıyla bu süreç, akarsuyun yatağının sediman taşınması ve aşındırması özelliklerini belirler. Bu indis kanal eğimini olası topoğrafya, tektonizma, kayaçların dayanımı içermektedir (Şekil 6.9). S1 indeksi dayanımı yüksek kayaçların üzerinden geçerken artmasına rağmen siltaşı, şeyl ve karbonat kayaçları gibi yumuşak kayaçlar içinden geçerken düşmektedir. Aniden düşük S1 değerinden yüksek S1 değerlerine sahip bir bölgenin varlığına işaret etmek olası bir fayı işaret etmektedir (Topal 2019).

Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf 1	$SL \geq 230$	Yüksek Tektonik Aktivite
Sınıf 2	$230 > SL < 75$	Orta Derece Tektonik Aktivite
Sınıf 3	$SL \leq 75$	Düşük Tektonik Aktivite

Şekil 6.9 Akarsu Uzunluk-Gradyan indeksi sınıflaması (SL) (El hamdouni vd. 2008)

Çalışma alanında yer alan doğrultu atımlı faylarda kaya birimlerinin kaya dayanım sınıflaması göz önünde tutularak (Shelby 1980) bölgenin tektonik jeomorfolojik değerlendirmesi gerçekleştirilmiştir. Kaya dayanım sınıflamasında bölgedeki litoloji esas alınmıştır. Buna göre çok az dayanımlı (alüvyon), az dayanımlı (kumtaşı) orta dayanımlı (kireçtaşı, çamurtaşı), yüksek dayanımlı (ofiyolit), çok yüksek dayanımlı (granit, metamorfik) olmak üzere 5 farklı dayanım grubu belirlenmiştir.

6.6 Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IAT)

Bölgenin tektonik deformasyon süreçlerinin daha iyi anlaşılmasına yönelik katkı sağlayan morfometrik analizlerde birçok indisin kullanılması, bölgenin jeolojik evrimiyle ilgili daha güvenilir sonuçlar vermektedir. Göreceli Aktif Tektonik İndeksi güncel tektonik aktiviteyi kıyaslamak için kullanılır (Bull ve Mcfadden 1977). Morfotektonik indislerin bütün ortalaması, göreceli aktif tektonik aindisini oluşturulur (El Hamdouni vd. 2008). Bölgedeki jeomorfolojik indislerin bir ortalamasını açıklamak için kullanılır. Bu indis, her havza için ortalama HI, SL, Vf, AF ve BS değerlerinin tektonizma derecesi sınıflandırılmasının puanlamasına dayalı bir hesaplama yöntemidir.

$$Iat=S/n$$

Iat= Göreceli aktif tektonik indeksi

S: Her bir indisten elde edilen sınıfsal değer

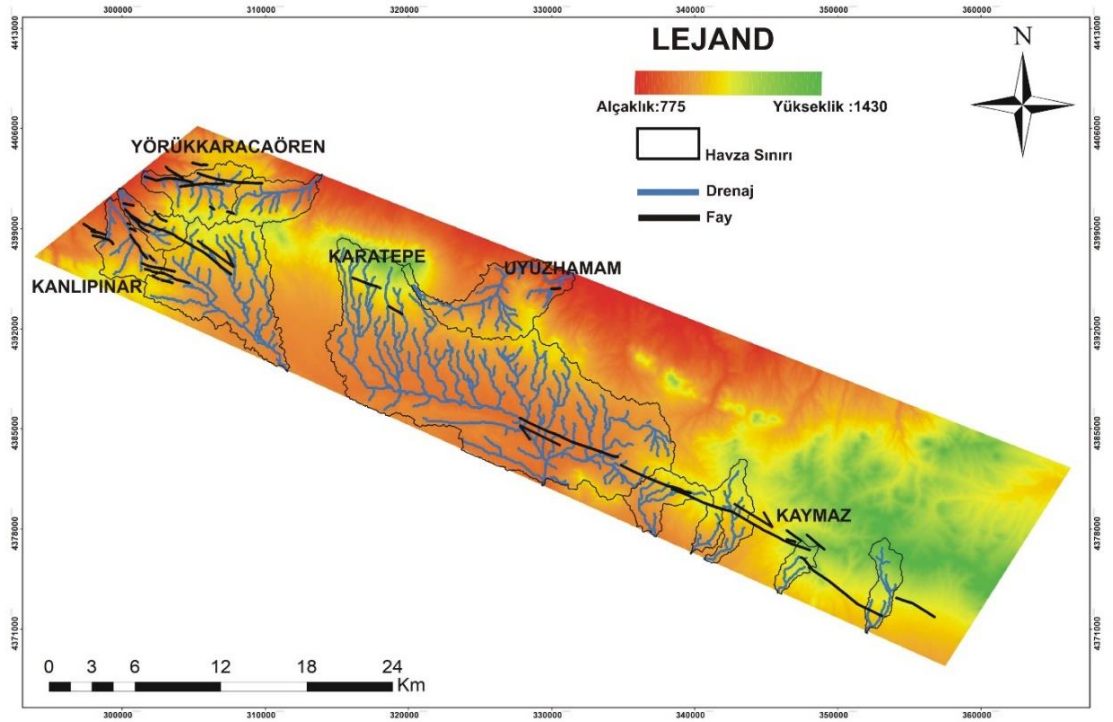
n: Kullanılan indis sayısı

Sınıf	Değer aralığı	Açıklama
Sınıf 1	1-1.5	Çok yüksek tektonik aktivite
Sınıf 2	1.5-2	Yüksek tektonik aktivite
Sınıf 3	2-2.5	Orta derecede tektonik aktivite
Sınıf 4	<2.5	Düşük tektonik aktivite

Şekil 6.10 Göreceli aktif tektonik indeksi diyagramı (El hamdouni vd. 2008)

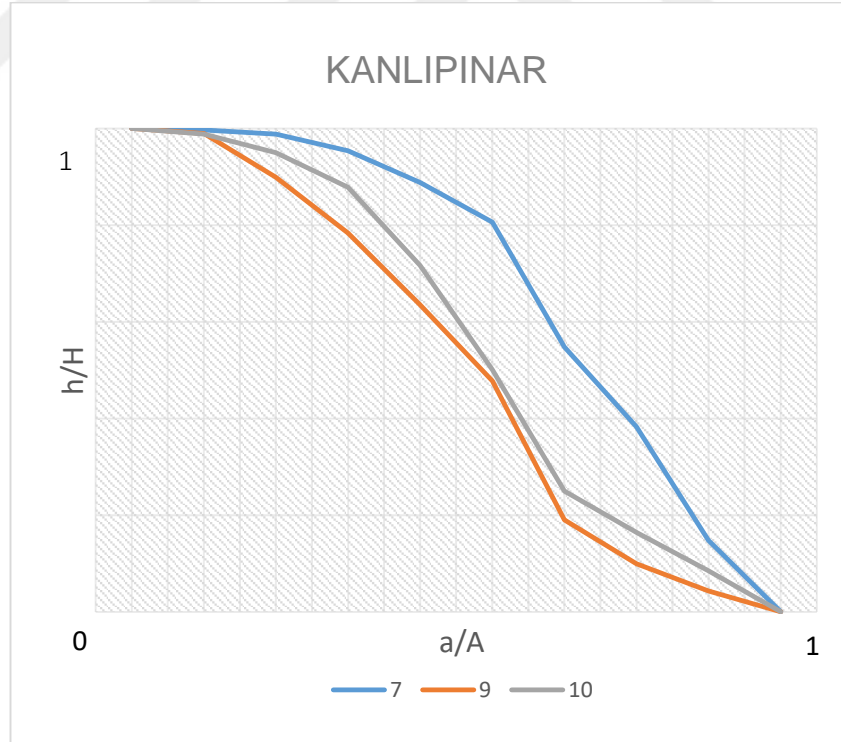
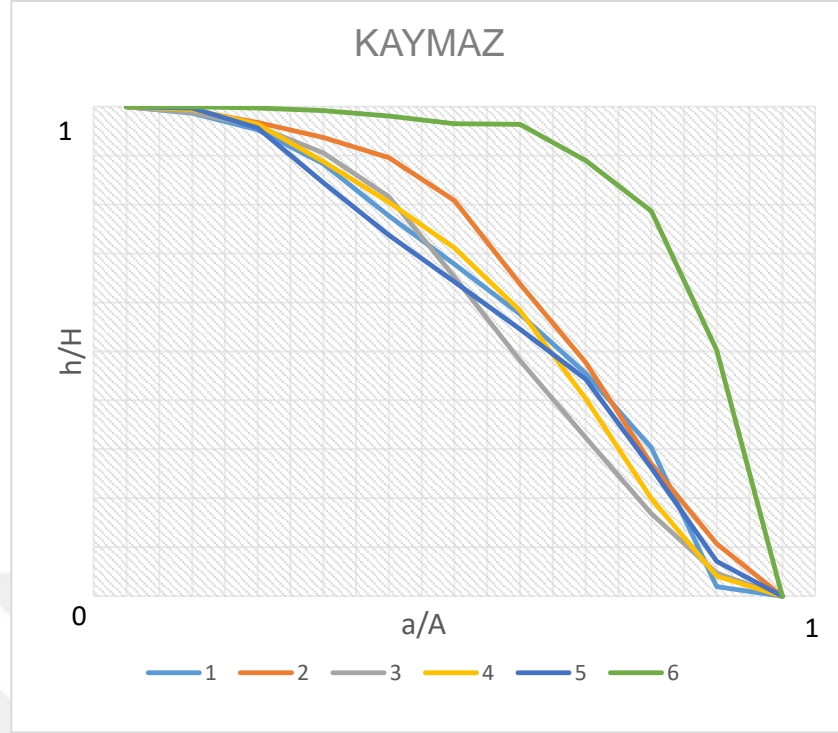
7. BULGULAR

Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin Kuvaterner dönem tektonik aktivitesini analiz etmek amacıyla morfolojik olarak şekillenmesinde rol oynayan tektonik ve aşınma gelişiminin nicel olarak ortaya koymak için morfotektonik analizler gerçekleştirilmiştir. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesini kuzeyden, batıdan ve güneyden sınırlayan faylar üzerinde morfotektonik analizler için farklı havzalar seçilmiştir. Havzayı güneybatıdan sınırlayan Kanlıpınar Fayı için 3, kuzeybatıdan sınırlayan Yörükkaracaören Fayı için 2, güneydoğudan sınırlayan Kaymaz Fayı için 6 ve Uyuzhamam Fayı için 1 toplam 12 tane drenaj havzası elde edilmiştir (Şekil 7.1). 6 ayrı morfometrik hesap yöntemi kullanılarak fayların topoğrafya üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli ALOS-PALSAR 12,5 m sayısal yükseklik verisi (SYM) kullanılmış ve ArcGIS 10.5 programında morfometrik analizler gerçekleştirilmiştir.

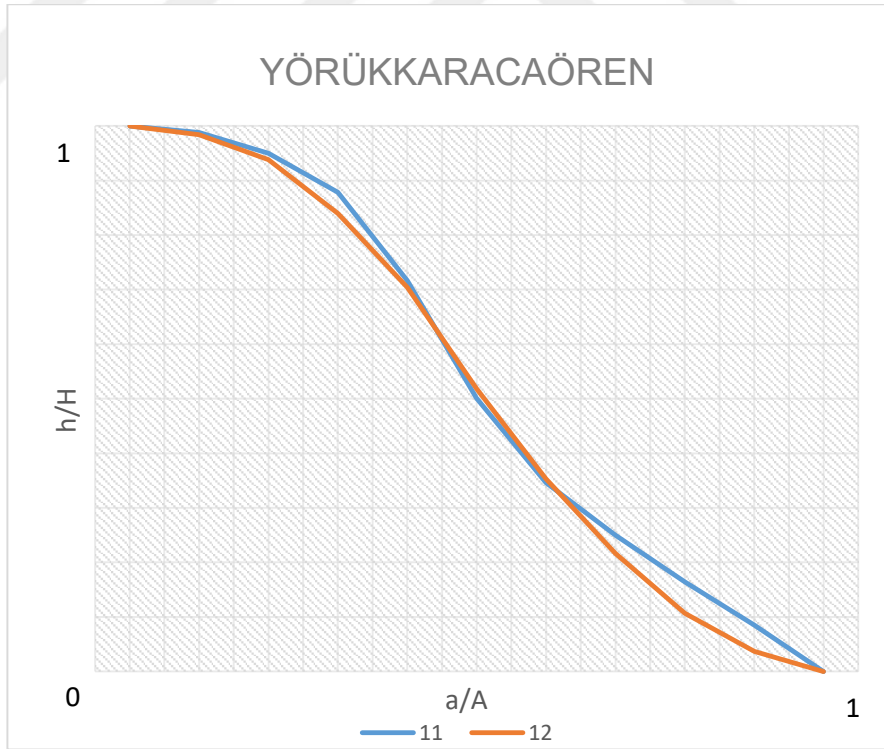
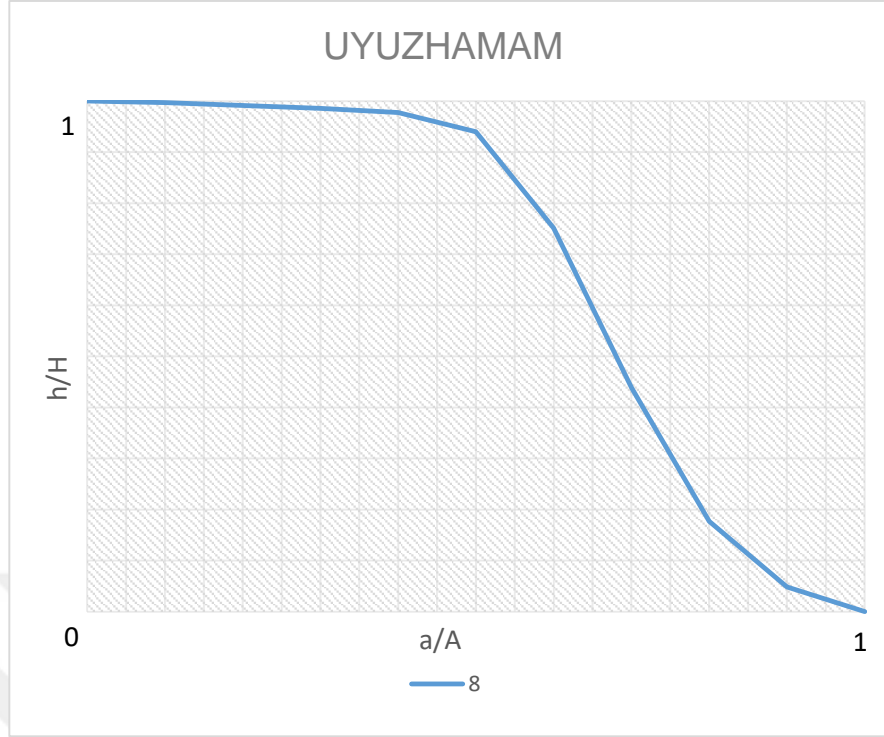


Şekil 7.1 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde oluşan drenaj havzaları

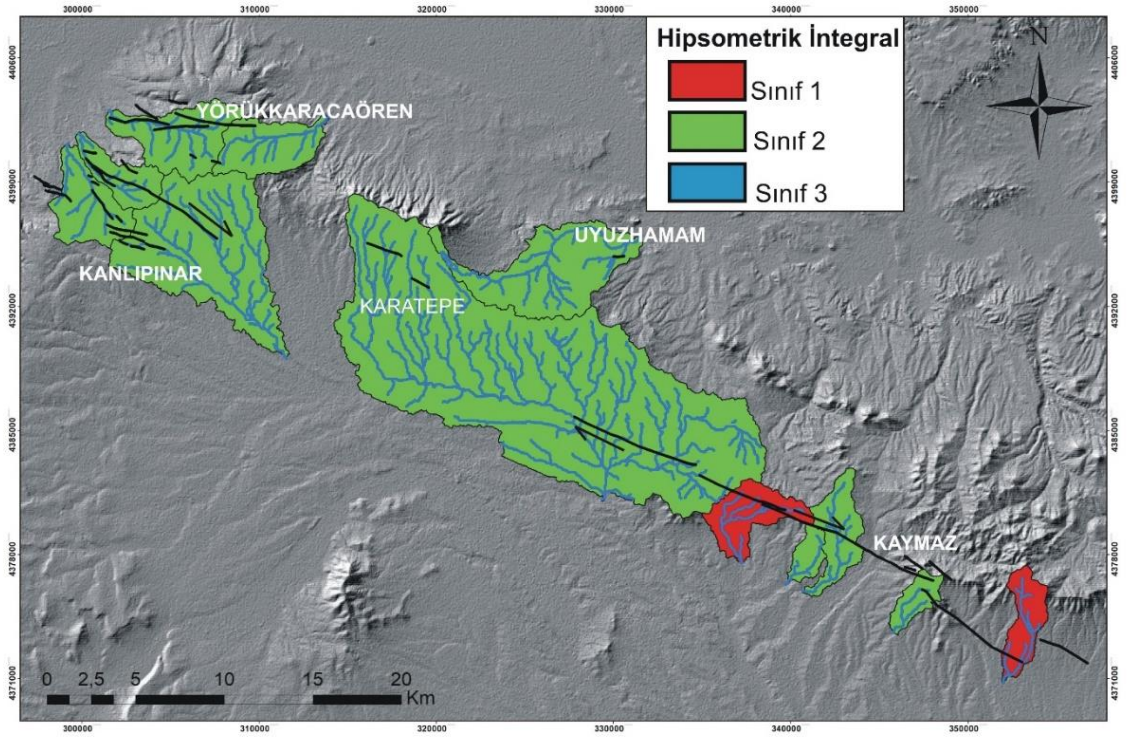
Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri değerleri, Kanlıpınar-Kaymaz havzasında yer alan 12 drenaj alt havzası için hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar 4 kategoriye ayrılmıştır. Bu drenaj havzaları, Kanlıpınar, Yörükkaracaören, Kaymaz ve Uyuzhamam bölgeleri için hipsometrik eğri değerleri hesaplanmıştır. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde gelişen drenaj havzaları az aşınmış dışbükey şekilli ve orta derece aşınmış S şekilli havzaları göstermektedir (Şekil 7.2, 7.3). Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin hipsometrik integral değerleri (0.49.5 - 0.5) arasında değişkenlik göstermektedir (Çizelge 7.1). Bu yüksek Hipsometrik integral değerleri, 12 drenaj havzanın tamamının genç havzalardan oluştuğunu dolayısıyla güncel morfolojinin genç evrede olduğunu ve drenaj alanının erozyona az kaldığını göstermiştir (Şekil 7.4). Bu sonuçlar, tektonik rejimin morfolojik olarak çok genç olduğunu destekler niteliktedir (Seyitoğlu vd. 2015).



Şekil 7.2 Kanlıpinar ve Kaymaz bölgesinin hipsometrik eğri değerleri



Şekil 7.3 Uyuzhamam ve Yörükkaracaören bölgesinin hipsometrik eğri değerleri

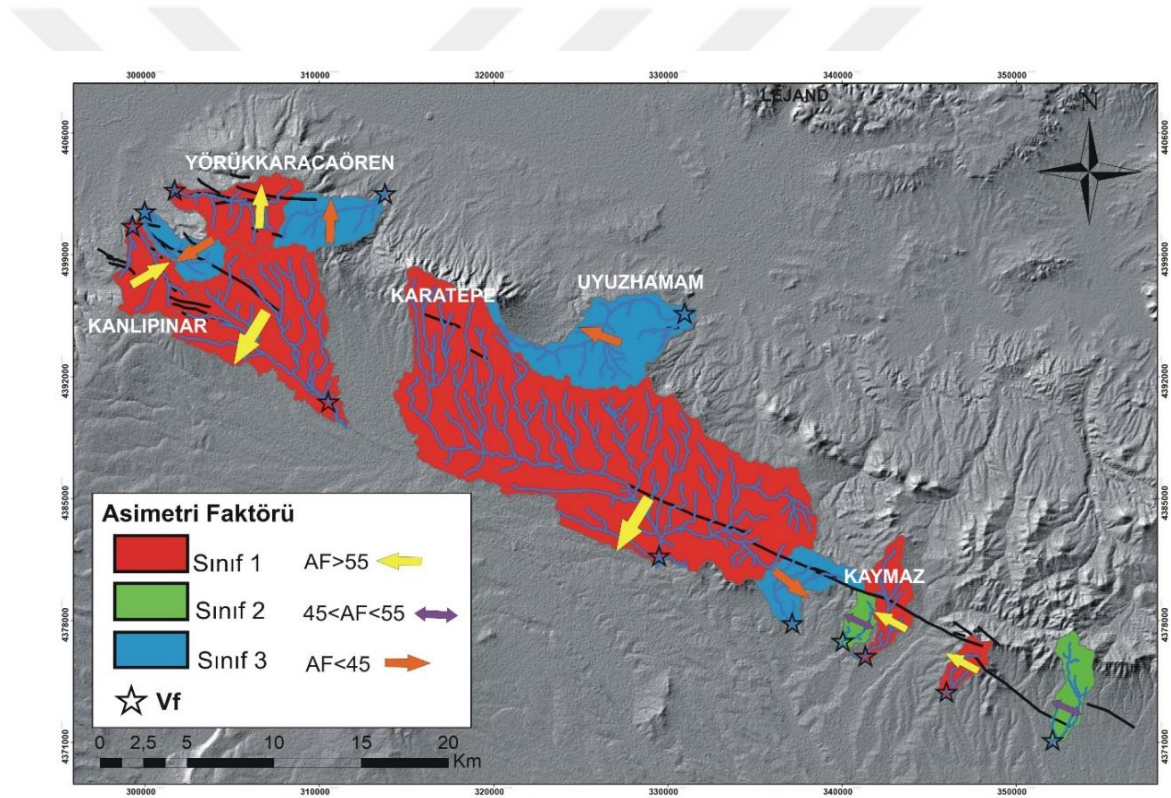


Şekil 7.4 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin hipsometrik integral değerleri (HI)

Çalışma alanında 12 adet alt havzaya ilişkin ortalama V_f değerleri (1-8.33) arasında değişim göstermektedir (Çizelge 7.1). Bu değerler hem U şekilli hem de V şekilli havzaların bulunduğunu göstermektedir. Seçilen bütün drenaj alanları geniş ve sığ değilmiş vadiler olduğundan yüksek V_f değerlerine sahiptir. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde genel olarak yüksek V_f değerlerine sahip olması, havzaların gelişiminde fayların etkisinin düşük olmasının yanı sıra çalışma alanındaki metamorfik kayaların yoğun olması ile ilişkilidir. Ayrıca V_f indisinin yüksek değeri, bölgedeki yükselme hızının düşük olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar EFZ'nun yıllık $(1,2 \pm 2,0)$ mm/yıl hareket ettiği görünüşünü desteklemektedir (Esat vd. 2021) (Şekil 7.5).

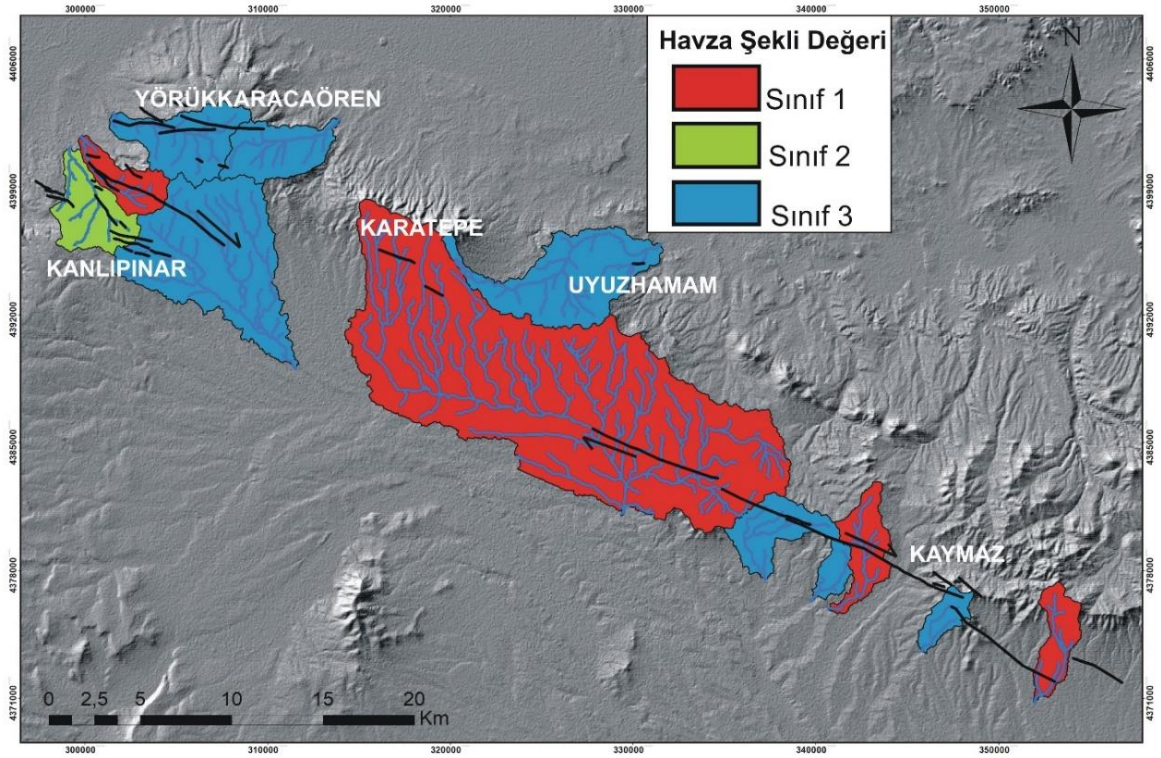
Çalışma alanında 12 adet alt havzaya ilişkin ortalama AF değerleri (20.61-84.1) arasında değişim göstermektedir. Bu havzaların 6 tanesi yüksek seviyede, 2 tanesi orta seviyede, geriye kalan 4 tanesinde düşük seviyede asimetri göstermiştir (Çizelge 7.1). Hesaplanan AF değerlerine göre Yörükkaracaören ve Uyuzhamam bölgesi kuzeybatıya doğru eğimlenme göstermektedir. Kanlıpınar bölgesindeki havzalar GB yönünde eğim

gösterirken Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin arasında gelişen havzalar, güneybatıya doğru eğimlenme göstermektedir. Bölgenin kuzeydoğusu, güneydoğusunda ve güneybatısında yer alan kayalar, metamorfik kayalar ve sedimanter kayalardan oluşurken, kuzeybatısında yer alan kayalar, sadece sedimanter kayalardan meydana gelmiştir. Dolayısıyla litoloji farklılığı sadece havzanın kuzeybatısında görülmektedir. Bu havzaları denetleyen Kanlıpınar, Yörükkaracaören Faylarının bölgeyi aktif olarak kontrol ettiği gözlemlenirken, en çok Kaymaz Fayı'nın havzayı asimetrik biçimde eğimlendirdiği görülmektedir (Şekil 7.5).



Şekil 7.5 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin drenaj havzası asimetri değerleri (AF)

Çalışma alanında 12 adet alt havzaya ilişkin ortalama Bs değerleri (2-4.78) arasında değişim göstermektedir. Bu havzaların 4 tanesi yüksek seviyede drenaj havzası gösterirken, 1 tanesi orta seviyede drenaj havzası ve 7 tanesinde düşük seviyede drenaj havzası şekli göstermiştir (Çizelge 7.1). Kanlıpınar-Kaymaz bölgesi boyunca Bs değerlerine bakıldığında sadece Kanlıpınar ve Kaymaz drenaj havzalarında, diğer havzalara nazaran dar ve uzunlamasına havza geliştiğini göstermektedir. Bu havzaların dar ve uzun olması, tektonizmanın diğer bölgelere nazaran daha yüksek tektonik aktivitede geliştiğini göstermektedir (Şekil 7.6).



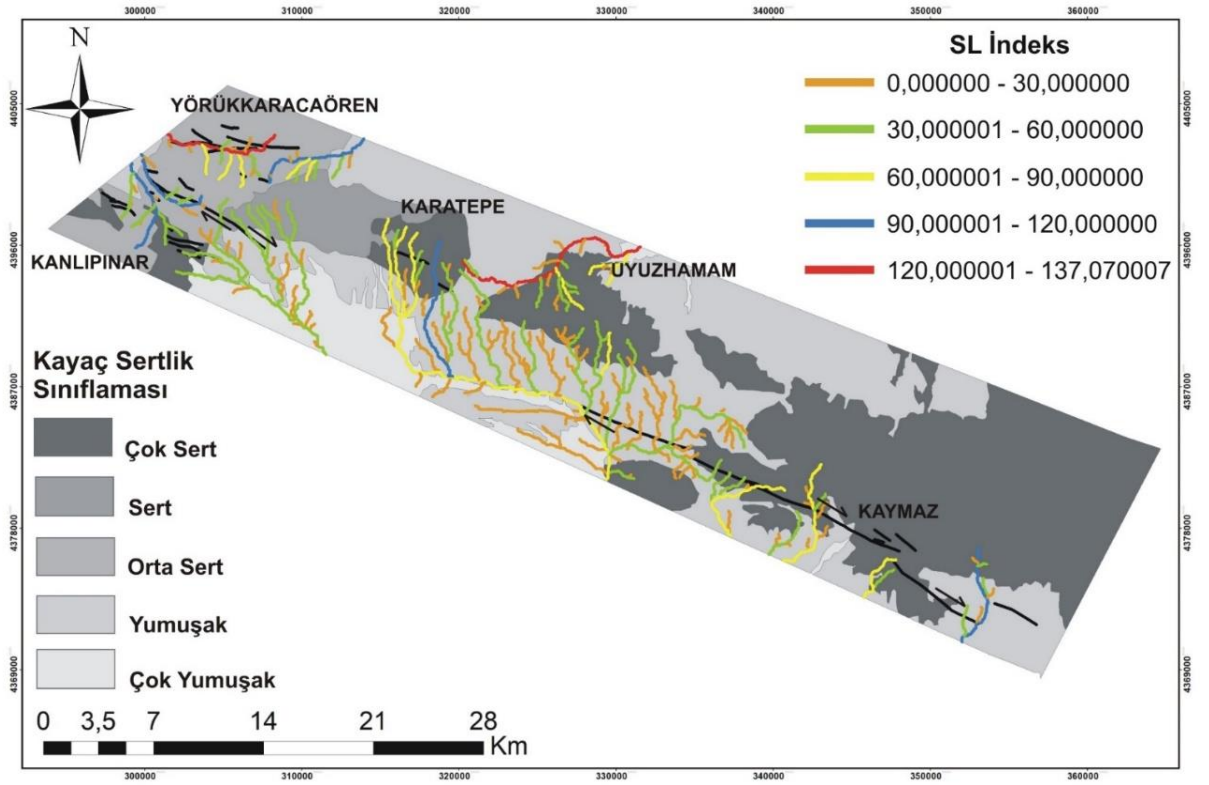
Şekil 7.6 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin drenaj havzası şekli değerleri (BS)

Çizelge 7.1 Çalışma alanında bulunan drenaj havzalarının AF, AF-50, HI, Bs, SL, VF değerleri

No	ALAN(km²)	AF	AF-50	HI	Bs	Sl Ort	VF
1	9,78	51.12	1.12	0.5	4.78	70.53	5.45
2	5,28	62.12	12.12	0.498	2.28	59.33	1
3	11,93	58.42	8.42	0.495	4.88	46.96	7.14
4	4,34	46.08	3.92	0.497	2	46.14	1.48
5	13,36	37.42	12.58	0.5	1.99	46.4	5.55
6	196,70	84.1	34.1	0.498	4.01	42.98	3.33
7	56,36	69.1	19.1	0.495	2.44	36.84	3.3
8	34,30	23.32	26.77	0.497	2.16	63.72	1.25
9	15,52	64.43	14.43	0.497	3.1	57.74	6
10	9,70	20.61	29.39	0.496	4.8	64.25	7.14
11	19,64	63.1	13.1	0.496	2.1	68.90	8.33
12	15,48	32.29	17.71	0.496	2.61	66.87	1.6

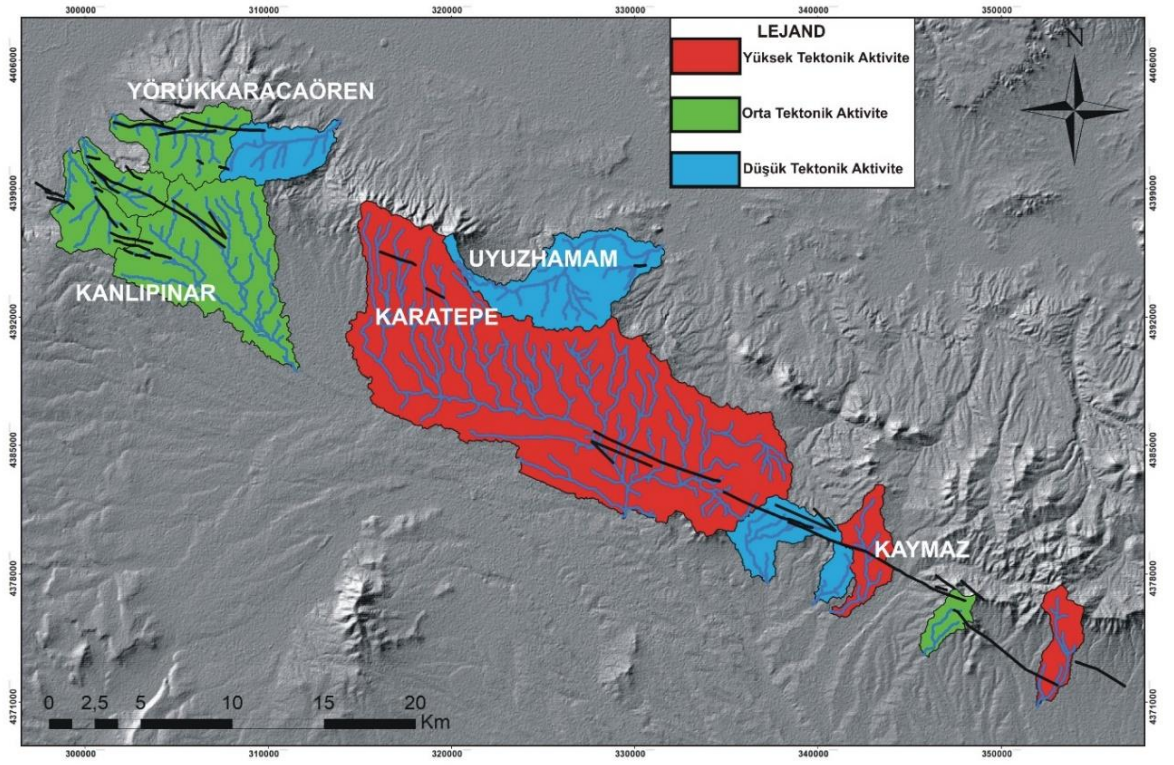
Akarsu Uzunluk–Eğim İndeksi Kanlıpınar-Kaymaz havzasında yer alan 12 alt drenaj havzası için hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar 3 kategoriye ayrılmıştır. Uluslararası yapılan akarsu uzunluk-eğim indeksi çalışmalarında yükseklik değerleri 100 ile 250 m arası farklılık sunmaktadır (Font vd. 2010, Troiani vd. 2014, Moussi vd. 2018, Topal 2019a, Eski vd. 2020). Sl indeksi ölçüm noktaları için uzunluk değeri, nispeten havza alanlarının küçük olması nedeniyle (ΔL) 10 m olacak şekilde hesaplanmıştır. (Çizelge 7.1). Elde edilen sonuçlara göre SL değerleri 10 ile 227,34 arasında değişmektedir. SL değerlerindeki ani farklılıkların iyi bir şekilde gözlemlenebilmesi için SL değerleri beş sınıfa ayrılmıştır. En düşükten yükseğe doğru değerler şu şekildedir. SL değerleri; 0-30.0 arası turuncu, 30.0- 60.0 arası yeşil, 60.0- 90.0 arası sarı, 90.0-120.0 arası mavi ve son olarak 120.0'den büyük en yüksek SL değerleri kırmızı renkte gösterilmiştir. Kayaç birimlerinin sertliği sınıflaması ve SL değerleri ile ilişkisi Şekil 7.7'de verilmiştir.

Genel olarak SL değerleri düşüktür. Düşük olmasının nedeni bölgedeki düşük tektonik aktivitenin yanısıra drenaj havzaların genel olarak Kuvaterner ve Miyosen kayalarında gelişmesi ile açıklanabilir. Uyuzhamam ve Karatepe bölgesindeki yüksek SL değeri, dayanımı yüksek metamorfik kayaların varlığına işaret etmektedir. Yörükkaracaören ve Kanlıpınar bölgesindeki kayaçların orta sertlik derecesinde olmasına rağmen yüksek SL değeri göstermesi, tektonizmanın etkisiyle geliştiğini göstermektedir (Şekil 7.7).



Şekil 7.7 Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin kayaç sertlik sınıflaması ve akarsu uzunluk eğim indeksi (SL) değerleri (Shelby 1980)

Çalışma alanındaki havzaların ve fayların tektonik olarak daha aktif bir yapıya sahip olduklarını belirtmek amacıyla Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IAT) kullanılmıştır. 12 adet havzanın (Iat) indeksini belirlemek için AF, Hi, Vort, Bs ve Sl değerleri ile birlikte ortalamaları kullanılmıştır. 3 adet havzanın Iat indeksi 2, 5 adet havzanın Iat indeksi (2-2,5) arasında, 3 tane havzanın Iat indeksi (2,5-3) arasında değişmektedir. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin Yörükkaracaören Fayı'nın batı ucunun Iat değeri daha yüksek, Kaymaz Fayı'nın güneybatı kısmının drenaj havzalarının tektonik bakımdan daha aktif olduğu gözlenmektedir. Yörükkaracaören ve Kaymaz Fayın'da litolojik farklılık gözlenmezken, Kanlıpınar Fayı'nın geçtiği kesimlerdeki güney kısmı litolojik özellikler bakımından farklıdır. Bütün sonuçlar değerlendirildiğinde Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin güney kısmının daha aktif olduğu görülmektedir (Şekil 7.8).



Şekil 7.8 Göreceli aktif tektonik indeksi (IAT)

8. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

8.1 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Neotektonik Gelişimi

Bu çalışmada, elde edilen bulgu ve sonuçlar beş farklı başlık altında anlatılmıştır. Eskişehir çevresinde yer alan Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin depremselliğini ve neotektoniğini incelemeyi amaçlayan bu tez çalışmasında, genel sonuçlar: arazi gözlemleri, uzaktan algılama ve morfolotektonik çalışmalarıyla ele alınmıştır.

Çalışma alanında yapılan arazi gözlemleri neticesinde, elde edilen veriler, gerilme analizleri ve deprem çözümlenmeleri ile birlikte değerlendirildiğinde, çalışma alanının Neojen-Günümüz aralığında iki farklı rejimin etkisi altında kaldığı söylenebilir. Bölgede hüküm süren ilk rejim K-G yönlü açılma rejimidir. Bu rejim çalışma alanında yayılım gösteren normal faylar ile açıklanmaktadır. Normal fayların gelişimi, Neotetis denizinin kapanmasıyla gerçekleşen, kıta çarpışması sonrasında kalınlaşan kabuğun incilmesi ve yayılması ile açıklanmaktadır (Seyitoğlu ve Scott 1991, 1996). İkinci hüküm süren rejim ise Pliyosenden-Günümüze kadar hüküm süren KB-GD yönlü sıkışma rejimidir (Esat ve Seyitoğlu 2010, Esat 2011, Esat vd. 2021). Bu rejim doğrultu atımlı fayların gelişimine yol açmıştır. Gerilme sonuçlarına bakıldığı zaman, bu yapıların KB-GD yönlü sıkışmaya bağlı olarak oluştuğu görülmektedir. Güncel deprem odak mekanizması çözümleri incelendiğinde, çalışma alanında 1956, 1990, 2010 ve 2013 yılında gerçekleşen depremlerin dış merkezlerinin Çukurhisar-Sultandere segmentine bağlı sağ yanal doğrultu atımlı fay olduğu görülmektedir. Bu sonuçlar çalışma alanında güncel olarak hâkim olan tektonik rejimin sağ yanal sıkışmalı (Transperesyon) olduğunu düşündürmektedir (Şekil 8.1).

STRATİGRAFİ	YAŞ	TEKTONİZMA	GENEL OLAYLAR	BÖLGESEL OLAYLAR	LEJAND
KUVATERNER	Galasiviyen 1.8 My				
NEOJEN	Pliyosen 5.3 My		Eskişehir Fay Zonu, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fayının yaptığı sıkışma (KOASB)	Doğrultu atımlı havza gelişimi	
	Miyosen		Orojenik çökmeye bağlı açılma rejimi		
SENOZOYİK	23 My		Anadolu-Arap plakasının çarpışması	Kalkalkalen magmatizması	
PALEOJEN	Eosen			YB/DS metamorfikleri oluşumu	
	Paleosen			Anadolu ofiyoliti oluşumu	
KREATESE	65.5 My				
	Üst				
	Alt				
MESOZOYİK	99.6 My				
JURA	145.5 My				
	Üst				
	Orta				
	Alt				
TRİYAS	199.6 My				
	Üst				
	Orta				
	Alt				
	251 My				

Şekil 8.1 Bölgenin jeolojik evrimini açıklayan tablo (Okay vd. 1998, Okay 2011, Seyitoğlu ve Scott 1991, 1996, Seyitoğlu vd. 2015, 2017, 2021, Esat vd. 2021). (Bochoud 2011'den değiştirilerek alınmıştır)

8.2 Uzaktan Algılama Yöntemine Dayanarak Kanlıpınar-Kaymaz Bölgesindeki Kırıkların İncelenmesi

Orta Anadolu Bölgesinde Anadolu levhasının iç deformasyona ait verilerle birlikte, Kuzey Anadolu, Kırıkkale-Erbaa ve Eskişehir Fay Zonları arasında kalan ters üçgen benzeri bir alan tanımlanmaktadır. Bu alanı çevreleyen sağ yanal doğrultu atımlı fay zonlarının arasında KB-GD yönünde daralmaktadır. EFZ, Orta Anadolu daralma bölgesiyle Batı Anadolu genişleme bölgesi arasındaki sınırı oluşturur (Esat ve Seyitoğlu 2010, Esat 2011, Esat vd. 2016, Esat vd. 2021). Uzaktan algılama yöntemiyle doğrultu atımlı fayların yarattığı ikincil kırıklar tanımlanmıştır. Landsat 8 uydu görüntüsünü, görüntü zenginleştirme tekniklerinden olan PCA uygulandıktan sonra çalışma alanında yer alan çizgisellikler belirlenmiştir. 215 adet çizgiselliğin doğrultuları ölçüldükten sonra gül diyagramı hazırlanmıştır. Bu gül diyagramına göre çizgisellikler K60-80B/GD doğrultulu uzanımlar boyunca yoğunluk göstermektedir. Bu çizgisellikler, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın yarattığı ikincil kırıkların (Riedel (R, R', P ve X) geometrisi ile

uyumludur. Kuzey Orta Anadolu Bölgesinin (KOASB) KAF, EFZ ve KEF'nin yarattığı sıkışma rejimini destekler niteliktedir (Şekil 8.4).

8.3 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Morfotektonik Gelişimi

Bu çalışmada Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin arasında kalan bölgedeki morfometrik indisler hesaplanmıştır. Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri sonuçlarına göre, bölge yüksek H₁ değerleri gösteren dışbükey ve S şekilli drenaj havzalarına sahiptir. Bu değerler, bölgenin yüksek tektonik aktiviteden ziyade çok genç zamanda oluştuğunu göstermektedir. Dolayısıyla bu sonuçlar tektonik rejimin morfolojik olarak çok genç olduğunu destekler niteliktedir (Seyitoğlu vd. 2015). Vadi Tabanı Genişliğinin-Vadi Tabanı Yüksekliğine (VF) değerleri (1-8.33) arasında değişim göstermektedir. Bu yüksek VF değerleri genel olarak bölgedeki yükselme hızının düşük olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar EFZ 'nin yıllık düşeyde $(1,2\pm 2,0)$ mm/yıl (bu sonuç istatistiksel olarak anlamsızdır) hareket ettiği görünüşünü desteklemektedir (Esat vd. 2021). Bölgedeki Drenaj Havzası Asimetri değerleri (AF) değişkenlik gösterirken, Kaymaz Fayı'nın bölgedeki diğer faylara nazaran daha yüksek asimetri değeri göstermektedir. Bu asimetrinin sonucu denaj havzaları GB yönüne doğru eğimlenmektedir. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde Akarsu Uzunluk Eğim İndeksi (SL) değerleri düşük değerler göstermektedir. Bu değerlerin düşük olmasının nedeni bölgedeki düşük tektonik aktivitenin yanısıra drenaj havzalarının genel olarak Kuvaterner ve Miyosen kayalarında gelişmesi ile açıklanabilir. Azda olsa Yörükkaracaören ve Kanlıpınar bölgesindeki yüksek SL değeri bölgenin tektonizmanın etkisinde geliştiğini göstermektedir. Uyuzhamam ve Karatepe bölgesindeki yüksek SL değerleri, dayanımı yüksek metamorfik kayaların varlığına işaret etmektedir. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IAT) sonucuna göre, Kaymaz Fayı'nın güney kısmı'nın drenaj havzalarının tektonik bakımdan daha aktif olduğu gözlenmektedir. Bütün sonuçlar değerlendirildiğinde, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın güney segmenti'nin kuzey segmentlerine nazaran daha yüksek tektonik aktivite gösterdiği saptanmıştır.

8.4 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı İle İlgili Tartışma

EFZ'nin bölümleri birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Bu zonun KB devamını oluşturan, Kanlıpınar ile Kaymaz arasında ki bölüm (Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012) hariç detaylı bir çalışma yapılmamıştır. Dolayısıyla fayın yarattığı deformasyonların daha iyi anlaşılabilmesi açısından Kanlıpınar-Kaymaz Fayı kapsamlı bir biçimde ele alınmıştır. Kanlıpınar-Kaymaz arasındaki kısım, batıdan doğuya doğru Yörükkaracaören, Kanlıpınar, Karatepe, Uyuzhamam ve Kaymaz Faylarından oluşmaktadır.

Çalışma alanı'nın en batısında bulunan Yörükkaracaören Fayı, Kanlıpınar Fayı'nın ikincil kırığı olarak (P kırığı) yorumlanmaktadır (Şekil 8.2). Yörükkaracaören Fayı'nın sağ yanal atımlı fay olmasına rağmen, bölgede az da olsa sol yönlü fay çizikleri ölçülmüştür. Bu ölçümler sağ yanal atımlı fayın yarattığı ikincil kırık (P ve R) geometrisiyle uyumludur. Dolayısıyla bu sol yanal atımlı faylar, sağ yanal sistemin yarattığı ikincil kırık olarak oluştuğu düşünülmektedir. Yörükkaracaören bölgesindeki Miyosen kireçtaşlarında ters fay gelişimi, Kanlıpınar Fayı'nın yarattığı ikincil kırık geometrisi ile uyumludur. Miyosen Çamurtaşı'nda görülen Ykr-1a segmenti'nin Ykr-2a segmentine sıçramasıyla bölgede rahatlamalı sıçrama yapısı görülmektedir.

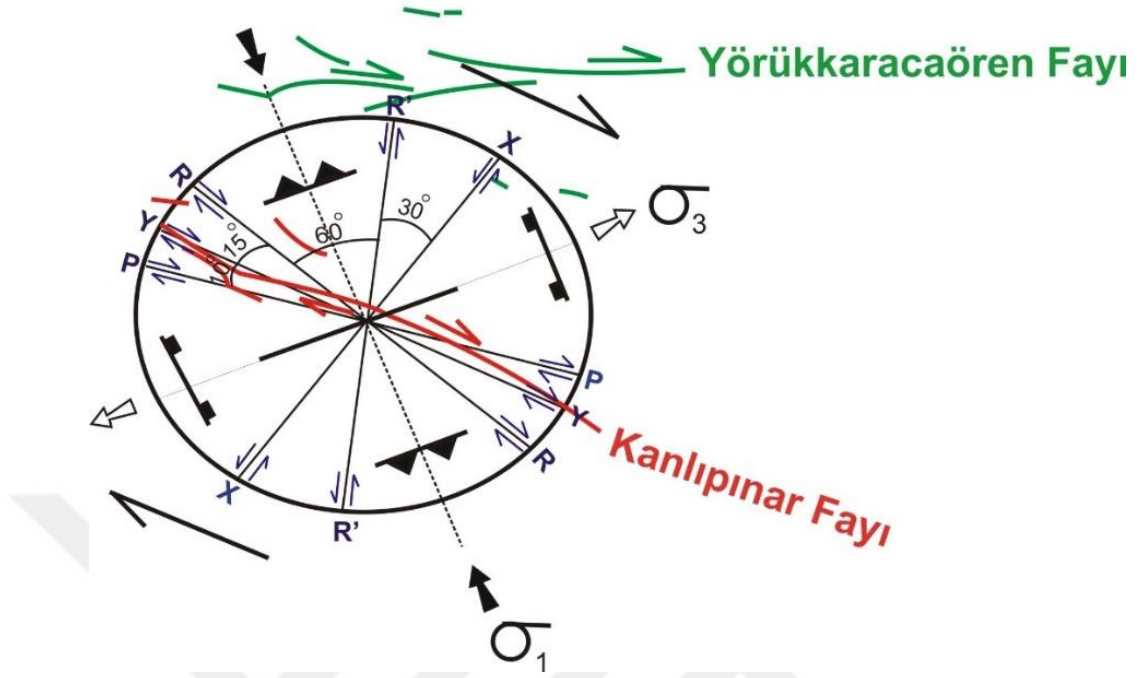
Kanlıpınar Fayı'nda görülen çizgisel vadi, çöküntü gölü, doğrusal sırtlar, dağ önü eteği kesişimi, kaynak çıkışı, sistematik dere ötelenmeleri ve makaslama zonları gibi jeomorfolojik yapılar fayın aktif olduğunu göstermektedir. Yüksek çözünürlüklü uydu görüntülerinden elde edilen Riedel kırıkları'nın (Sigma 1'in yönü) açığortayı yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir. Bu kırıkların makaslama düzlemi ile yüksek açı yapması tektonik rejimin yanal sıkışmalı (Transperesyon) olduğunun delilidir (Şekil 4.33, 4.34).

Karatepe Fayı, Miyosen Konglamera-Kumtaşı içerisinde yüzeyleyirken ara aşmalı (en echelon) iki segmentten oluşmaktadır. Yörükkaracaören ve Uyuzhamam Fayı hariç Kanlıpınar'dan Paşakadın bölgesine kadar kesikli bir şekilde takip edilen sıkışma yapıları, yaklaşık K60B doğrultusunda sıçramalı bir şekilde devam etmektedir.

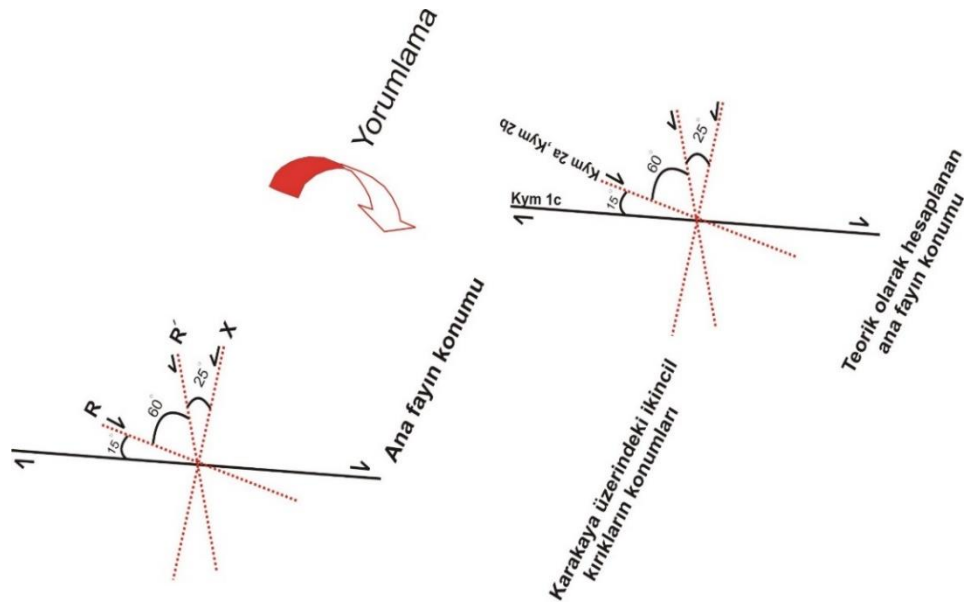
Kaymaz Fayında fay çizizi ölçülmemesine rağmen yüksek çözünürlüklü uydu görüntülerinden elde edilen yoğun makaslama alanları görülürken, Riedel kırıkları'nın (Sigma 1'in yönü) açığı yaklaşık K30B yönünde gidişini göstermektedir. Dört ayrı bölgeden elde edilen 38 adet fay çizizi ve sapma ölçümünden elde edilen kinematik analiz neticesinde, bölgede KB-GD yönlü sıkışma görülürken, KD-GB yönlü açılma görülmektedir (Şekil 4.95). Uyuzhamam Fayı'nın bölgede hâkim olan KB-GD yönlü sıkışma olmasına rağmen, KD-GB yönünde sıkışması, Kaymaz Fayı'nın yarattığı deformasyona bağlı olarak fay'ın kuzeye sıçramasıyla ilişkilendirilebilmektedir. Metamorfik birimlerde gözlenen Kym-1a, Kym-1b, Kym-1c segmentlerinde ki sıçramalar, fayın yarattığı rahatlamalı sıçrama yapısı olarak görülmektedir. Kaymaz bölgesinde Kym-1c segmenti, kuzeye doğru sıçramalar yaparak Kym-2a, Kym-2b segmentleri devam etmektedir. Bu Kym-2a, Kym-2b segmentleri'nin sıçramaları, Kym-1c segmentinin yarattığı ikincil kırık (Riedel (R)) olarak yorumlanmaktadır (Şekil 8.3). Kaymaz bölgesinden Mermerlik ocağından alınan karot örneği (Turan 2018), Kym-1e segmenti'nin uzanımını desteklemektedir. Kym-3a segmenti en son Paşakadın bölgesinde yüzeylenmektedir.

Bu sonuçlar neticesinde Kanlıpınar ve Kaymaz yerleşimleri arasında tanımlanan Kanlıpınar- Kaymaz Fayı'nın, bu alanda daha önce yapılan çalışmaların aksine (Gözler vd. 1985, Yalıtırak 2002, Yalıtırak vd. 2005, Ocakoğlu 2007, Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012, Sağlam-Selçuk vd. 2016 ve Kürçer vd. 2014) yanal sıkışmalı (Transpresyonal) karakterde olduğu görülmektedir. Fayı oluşturan segmentlerin fiziksel devamlılıklarını saptamak için sismik yansıma verilerine ihtiyaç bulunmaktadır.

YORUMLAMA



Şekil 8.2 Yörükkaracaören Fayı, Kanlıpınar Fayı'nın P kırığı olarak yorumlanması

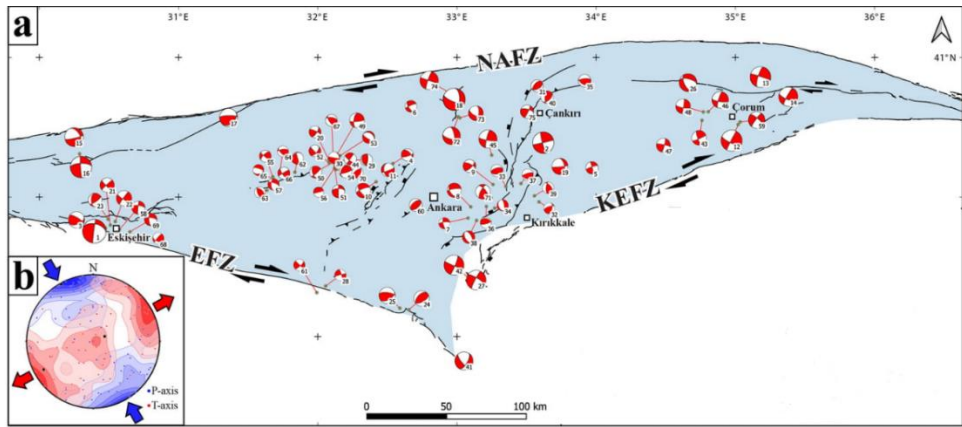


Şekil 8.3 Kym-2a, Kym-2b segmentinin Kym-1c segmentine bağlı olarak ikincil oluşması (Esat 2011'den değiştirilerek alınmıştır)

8.5 Sonuç

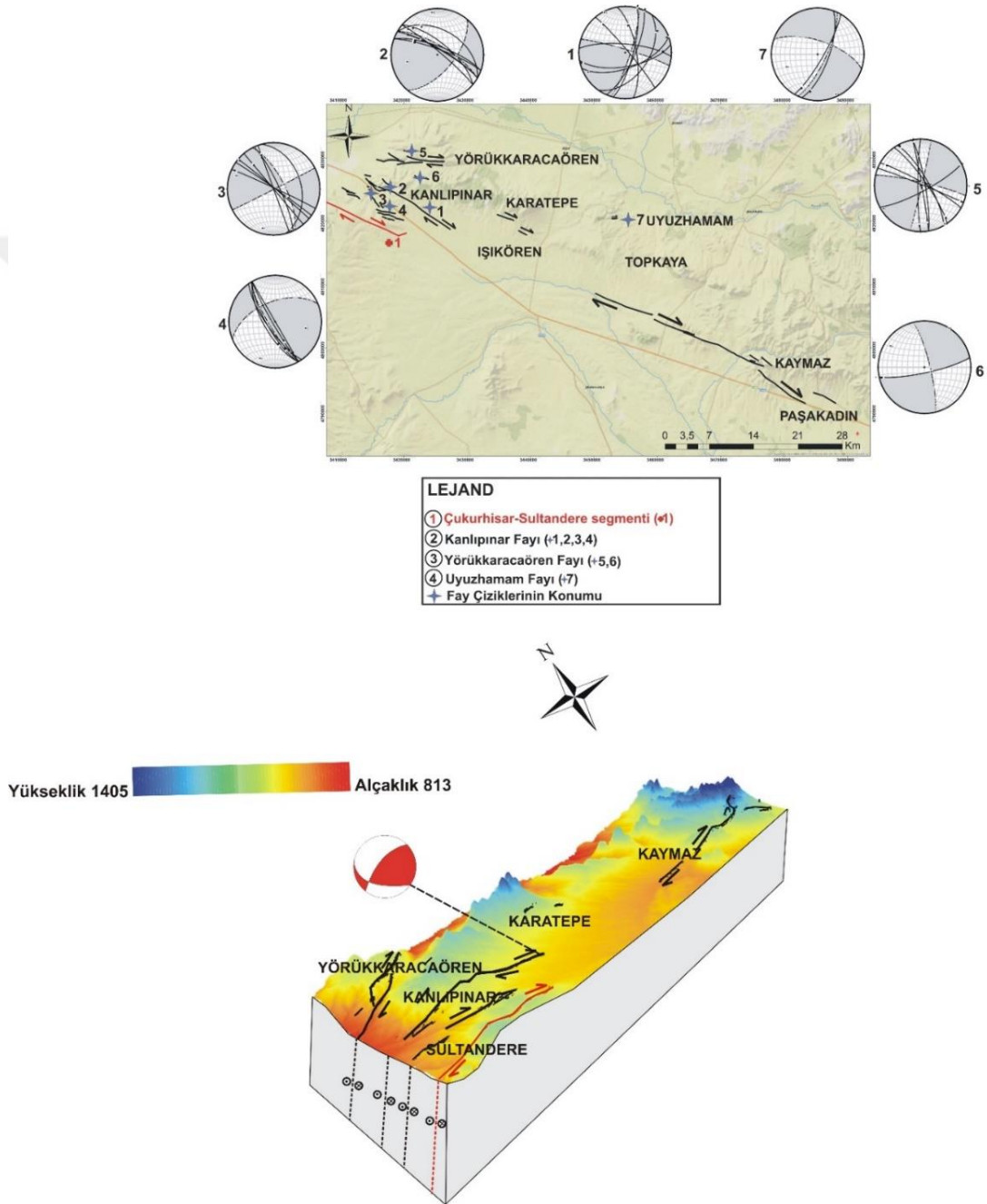
Kanlıpınar, Yörükkaracaören, Karatepe, Kaymaz ve Uyuzhamam Fayları sağ yanal atımlı birçok segmentten oluşmaktadır. Çalışma alanındaki, faylar yapısal özelliği bakımından aynıdır. Yakın zamanda yapılan bir çalışma (Seyitoğlu vd. 2015), EFZ'yi oluşturan diri fayların konumunu yaklaşık K60°B doğrultusunda uzandığını belirtirken, elde edilen sismik veriler doğrultusunda pozitif çiçek yapılarının egemen olduğu yaklaşık 40 km uzunluğunda bir makaslama zonu olarak tanımlamıştır. Bu çalışmanın aksine EFZ'yi normal fay olarak yorumlayan çalışmalar bulunmaktadır (Gözler vd. 1985, Yaltırak 2002, Koçyiğit 2005, Ocakoğlu 2007, Özsayın ve Dirik 2007, 2011).

Tez kapsamında segment bazında yeniden tanımlanan Kanlıpınar-Kaymaz Fayı, sağ yanal açılmalı rejimin aksine (Sağlam-Selçuk ve Gökten 2012, Sağlam-Selçuk vd. 2016) sağ yanal sıkışmalı tektonik rejimle birlikte geliştiğini göstermektedir. Dolayısıyla bu sonuçlar, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın Çukurhisar-Sultandere segmenti ile bağlantılı olduğunu göstermektedir. EFZ'yi oluşturan fayların niteliği üzerine fikir birliği sağlanamadığı düşünüldüğünde, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın tanımlanan bu yapısal özelliği önemli bir sonuçtur. Ayrıca Ankara'nın batısından güneybatısına doğru değişen daralma yapılarını sınırlayan EFZ'nin, doğudaki uzantısı olan Ilıca Fayı (IF)'nın, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı ile bağlantılı olduğu görülmektedir. Bu sonuçlar, EFZ'nin Orta Anadolu'nun daralma ve genişleme yapıları arasında sınır oluşturduğunu göstermektedir (Esat 2011, Esat vd. 2016, Esat vd. 2021) (Şekil 8.4).



Şekil 8.4 a) KB Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi b) odak mekanizması çözümlerinin P ve T bileşeni (Esat vd. 2021)

Kanlıpınar-Kaymaz Fayı, Kanlıpınar ve Kaymaz arasındaki bölümde, fay net bir şekilde takip edilememektedir. Dolayısıyla bu iki fay arasındaki yapıların net bir şekilde gözlemlenmesi için Jeofizik yöntemlerden biri olan sismik yansıma yapılması gerekmektedir (Şekil 8.5).



Şekil 8.5 Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın yamulma analizi ile birlikte 3 boyutlu görünümü (Çukurhisar-Sultandere segmenti'nin konumu Seyitoğlu vd. 2015)

Çalışma alanının deprenselliği incelendiğinde tarihsel dönem içerisinde yıkıcı bir deprem gerçekleşmemiş olsa da aletsel deprem kayıtlarında 2 adet 4.3 büyüklüğünde deprem meydana gelmesi Kanlıpınar-Kaymaz Fayı boyunca görülen su çıkışları, dere ötelenmesi, sıcak su çıkışları, traverten oluşumları gibi aktif tektonik unsurların gözlenmesi, deprem üretme potansiyelinin mümkün olduğunu göstermektedir. Çalışma alanındaki morfotektonik analizler sonucunda bölge çok genç zamanda oluşmuştur. Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinin Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (IAT) sonucuna göre, Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın güney segmentinin kuzey segmentlerine nazaran daha yüksek tektonik aktivite göstermektedir.

Tüm bu elde edilen morfotektonik, uzaktan algılama ve gerilme sonuçlarına göre Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın diri fay olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Kanlıpınar-Kaymaz Fayı'nın, Eskişehir ve Ankara illeri'nin deprem risk değerlendirmesinde Çukurhisar-Sultandere segmenti ile birlikte dikkate alınması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

Açıklan S. Ocakoğlu F. ve Akan S., 2005. Eskişehir Havzası Civarında Eskişehir Fay Zonunun Morfometrisi. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskişehir. Bildiri Özleri Kitapçığı.

Altınlı, İ. E. (1973). Bilecik Jurasıği. Cumhuriyet'in, 50, 103-111.

Allmendinger, R., W., Cardozo, N.C. and Fisher, D. 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp

Altunel, E. (1996). Pamukkale Travertenlerinin Morfolojik Özellikleri, Yaşları ve Neotektonik Önemleri. MTA dergisi, 118, 47-64.

Altunel E. ve Barka A. A., 1998. Eskişehir Fay Zonunun İnönü-Sultandere Arasında Neotektonik Aktivitesi. Türkiye Jeoloji Bülteni. 41: 41-52.

Anonim 2020 AFAD, Afet İşleri daire Başkanlığı, Deprem Dairesi, Web Sitesi:<https://deprem.afad.gov.tr/> Erişim Tarihi: 20.11. 2020.

Anonim 2020 Web Sitesi: <https://eskisehir.ktb.gov.tr/TR-111593/iklim-ve-bitki-ortusu.htm> Erişim Tarihi: 20.11. 2020

Anonymous.2020 Web Sitesi:https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-stream-order-works.htm#ESRI_SECTION1_332E8909620C461B9B991A7FC1A5E843 Erişim Tarihi: 20.11. 2020

Anonim 2020 Kandilli Rasathanesi, B.Ü. Kandilli Rasathanesi Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi, Deprem Sorgulama Sistemi, Web Sitesi: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>, Erişim Tarihi: 20.11. 2020

Anonymous.2020 James: Principal Component Analysis, (2007), Web Sitesi: <http://freecourseware.uwc.ac.za/freecourseware/biodiversity-conservationbiology/conservation-biology/james-principal-component-analysis> Erişim Tarihi: 20.11. 2020

Anadolu Üniversitesi. 2009. Açıköğretim Yayınları. Uzaktan Algılama 197 s, Eskişehir

Arıkan, Y. (1975). Tuzgözü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları. MTA dergisi, 85, 17-38.

Ardahanlıoğlu, A. Seyitoğlu, G. and Esat, K. (2020). The internal structure of beypazarı blind thrust zone around çayırhan. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 163(163), 77-97.

Arpat, E., ve Şaroğlu, F. (1975). Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18(1), 91-101.

Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. and Şengör, C., 1995. The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. In: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y. and Tarcan, G. (eds.) International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Proceedings, Volume-I, 3-17.

Barka A and Reilinger R (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Ann Geofis 40: 587–610.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—a synthesis. Geodinamica acta, 14(1-3), 3-30.

Bochud, M. (2011). Tectonics of the eastern greater caucasus in Azerbaijan (Doctoral dissertation, Université de Fribourg).

Bull, W. B. (1977). The alluvial-fan environment. Progress in Physical geography, 1(2), 222-270.

Bull, and W. B., (1977). Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, U.S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394, Menlo Park, CA, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering

Burbank, D.W., and Anderson, R.S., Tectonic Geomorphology (2001)

Burbank, D. W., and Anderson, R. S. (2011). Tectonic geomorphology. John Wiley and Sons.

Chen, Y. C., Sung, Q., and Cheng, K. Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56(1-2), 109-137.

Çemen, İ., ve Dirik, K. (1992). Tuzgölü havzasının kuzeydoğu kısmının stratigrafisi, yapısal jeolojisi ve jeoloji tarihi. TPAO Report, (3115).

Çemen, I., Göncüoğlu, M. C., and Dirik, K. (1999). Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey. *The Journal of Geology*, 107(6), 693-706.

Davis, P. B., and Whitney, D. L. (2006). Petrogenesis of lawsonite and epidote eclogite and blueschist, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(9), 823-849.

Davis, P. B., and Whitney, D. L. (2008). Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(2), 217-241.

Derman, S., Rojay, B., Güney, H. and Yıldız, M. 2000. ŞerelikoçhisarAksaray fay zonunun evrimi hakkında yeni sedimantolojik veriler. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma. Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Özel Sayı 5, 47-70 (in Turkish).

Demirci, C.Y. 2000. Structural Analysis in Beypazarı-Ayaş Kazan-Peçenek Area, NW of Ankara (Turkey). PhD thesis Middle East Technical University

Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., and Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121(3-4), 329-341

Dinçer, B., and Işık, V. (2020). Determination of structural characteristics of Tuzgölü Fault Zone using gravity and magnetic methods, Central Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 162(162), 145-174.

Dirik, K., and Göncüoğlu, M. C. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817.

Dirik, K., ve Erol, O. (2000). Tuz Gölü ve civarının tektonomorfolojik evrimi Orta Anadolu, Türkiye. *Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma, Proceedings*, 27-46.

Dirik, K., ve Erol, O. (2003). Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü and surrounding area, central Anatolia-Turkey. *Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication*, 5, 27-46.

Dilek, Y., and Whitney, D. L. (1997). Counterclockwise PTt trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Tethyan ophiolite (Turkey). *Tectonophysics*, 280(3-4), 295-310.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., and Grundvig, S. (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8), 1192-1216.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., and Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.

Emre Ö, Duman, TY, and Özalp S (2011). 1:250.000 scale active fault map series of Turkey, Eskişehir (I25-d2) Quadrangle. Serial number: 15. Ankara, Turkey: MTA.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., and Şaroğlu, F. (2013). Active fault map of Turkey with explanatory text. *General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication Series*, 30.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., and Can, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3229-3275.

Erinç, S., Ertek, A., ve Güneysu, C. (2000). *Jeomorfoloji I. Der Yayınları*.

Esat, K. ve Seyitoğlu, G. T. D. (2011). Ankara çevresinde Orta Anadolu'nun neotektoniği ve depremselliği (Doctoral dissertation, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı).

Esat, K., Çivgin, B., Kaypak, B., Işık, V., Ecevitöğlu, B., and Seyitoğlu, G. (2014). The 2005-2007 Bala (Ankara, central Turkey) earthquakes: a case study for strike-slip fault terminations. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 12(1), 71-85.

Esat, K., Kaypak, B., Işık, V., Ecevitöğlu, B., ve Seyitoğlu, G. (2016). Eskişehir Fay Zonu'nun Güneydoğu Bölümünü Oluşturan Ilıca Kolu: Orta Anadolu'da Sağ Yanal Doğrultu Atımlı Aktif Bir Yapı. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (152), 25-37.

Esat, K., Seyitoğlu, G., Ecevitöğlu, B., ve Kaypak, B. (2017). Abdüsselam Kıstırılmış Tektonik Kaması: KB Orta Anadolu'da daralma rejimiyle ilişkili bir Geç Senozoyik yapısı. *Yerbilimleri Dergisi*, 38(1), 33-56.

Esat, K., Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Kaypak, B., and Ecevitöğlu, B. (2021). The Northwest Central Anatolian Contractional Area: A neotectonic deformation zone bounded by major strike-slip fault zones in the Anatolian Plate. *Tectonophysics*, 228776.

Esat, K., Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Çivgin, B., Aktuğ, B., ve Esat, T. Ö. (2020). Son depremler Tuzgölu Fay Zonu'nun karakteri hakkında bize neler öğretti? 2005-2007 Bala (Mw= 5.3, Mw= 5.4), 2020.07. 12 (Mw= 3.5) Şereflikoçhisar ve 2020.09. 20 (Mw= 5.3) Obruk depremlerinin odak mekanizması çözümleri ışığında Tuzgölu Fay Zonu'nun sismotektoniği. *Researchgate Technical Report*, DOI: 10.13140/RG.2.2.28730.41920

Erturaç, K. 2009. Amasya ve çevresinin morfotektonik evrimi. Doktora tezi (basılmamış). İstanbul Teknik Üniversitesi, 347 s., İstanbul

Eski, S , Sözbilir, H., Uzel, B., Özkaymak, Ç., ve Sümer, Ö. Gölarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(3), 345-372.

Erturac, M. K., and Tüysüz, O. (2012). Kinematics and basin formation along the Ezinepazar-Sungurlu fault zone, NE Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(4), 497-520.

Fossen, H. (2016). Structural geology. Cambridge University Press.

Font, M., Amorese, D., and Lagarde, J.L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119 (3-4), 172-180.

Gözler, M. Z., Cevher, F., and Küçükayman, A. (1985). Geology and hotsprings of Eskişehir. MTA Institute Report, 103(104), 40-50.

Gözler, M. Z., Cevher, F., Ergül, E., ve Asutay, H. J. (1996). Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. Mineral Research and Exploration (MTA) Raport, (1997).

Güneş, C. Pekkan, E., and Tün, M. (2020) Using of GIS on field geology studies; An application on central-southern of Eskişehir. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 163(163), 1-10.

Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I., and Şengör, A. M. C. (1984). Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 467-482.

Gündoğdu, E., Karaca, Ö., ve Özden, S. Saha Gözlemleri ve Alos-Palsar görüntüsü kullanılarak Eskişehir fayı ve yakın civarının yapısal analizi. *Erciyes Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Fen Bilimleri Dergisi*, 31(3), 192-198.

Hare, P. W., and Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic geomorphology*, 4, 75-104.

Hack, J. T., (1973). Stream profile analysis and stream gradient index, U. S. Geological Survey Journal of Research, 1, 421-429.

Hurtrez, J. E., Sol, C., and Lucazeau, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(9), 799-808.

Kalafatçioğlu, A., ve Uysallı, H. 1964. Beypazarı-Nallıhan-Seben civarının jeolojisi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 62, 1-11.

Kavuşan, G. 1993a. Beypazarı-Çayırhan kömür havzası linyitlerinin yataklanmasında tektonizmanın önemi. Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi / Turkish Journal of Earth Sciences, 2, 135-145.

Ketin I. 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatischen Erdbeben des letzten Dezenniums. Geol. Rund. 36:77-83

Ketin, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia minor). Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 66(66).

Ketin, İ. (1969). Kuzey Anadolu fayi hakkında. MTA Dergisi, 72, 1-27.

Keller, E., A., (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. Ed. Wallace, R. E., In Active Tectonics. Studies in Geophysics, 136-147, National Academy Press, Washington, DC.

Keller, E.A., and Printer, N., 1996. Active Tectonics. Prentice Hall, Upper Saddle River.

Keller, E.A., and Printer, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, 2nd ed. Prentice Hall, Upper Saddle River.

Kibici, Y., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yalçın, A., ve Kumral, M. Günyüzü (Eskişehir) Yöresindeki Derinlik Kayaçlarının Petrokimyasal Özellikleri. Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Dergisi, 11(2), 19-38.

Koçyigit, A. (1991). An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 103(1), 22-36.

Koçyigit, A. and Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), 405-421.

Koçyiğit, A. and Erol, O. (2001). A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 133-145.

Koçyiğit, A. (2003). Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği. TPJD (Türkiye Petrol Jeologları Derneği) Bülteni Özel Sayı, 5, 1-26.

Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 167-208.

Koçyiğit, A. (2009). Ankara'nın Depremselliği ve 2005-2007 Afşar (Bala-Ankara) Depremlerinin Kaynağı (Seismicity Of Ankara and Source Of The 2005-2007 Afşar (Bala-Ankara) Earthquakes). *Harita Dergisi*, 1(12), 141.

Köküm, M. (2019). Landsat TM görüntüleri üzerinden doğu anadolu fay sistemi'nin Palu (Elazığ)-Pütürge (Malatya) arasındaki bölümünün çizgisellik analizi. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 9(1), 119-127.

Kürçer, A., Pekkan, E., Tün, M., and Kahraman, S. (2014, May). The first Paleoseismic and New Neotectonic Data from Eskişehir Fault, Major Anatolian Neotectonic Structure, Central Anatolia, Turkey. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 11937).

Kürçer, A., and Gökten, Y. E. (2014). Neotectonic-period characteristics, seismicity, geometry and segmentation of the Tuz Gölü fault zone. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149(149), 19-68.

Leventoğlu, H. (1994). Neotectonic characteristics of the central part of the Tuzgölü fault zone around Mezgit (Aksaray), METÜ M. Sc (Doctoral dissertation, thesis, 86 p).

Lillesand, T., Kiefer, R. W., and Chipman, J. (2015). Remote sensing and image interpretation. John Wiley and Sons.

Lifton, N. A., and Chase, C. G. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5(1-2), 77-114.

Mayer, L., 1986, Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts, In: Wallace (ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington, DC, p.125–135.

Markham, B., Reuter, D., Montanaro, M., Lunsford, A., Barsi, J., Hook, S., and Raqueno, N. (2013). Landsat-8 (formerly ldcn): mission update and thermal infrared sensor (tirs) initial post launch performance.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.

Moussi, A., Rebaï, N., Chaieb, A., and Saâdi, A., 2018. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (NorthEast of Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 11 (6), 123

Mutlu, H. and Sariiz, K., 2001. Geochemical and isotopic characteristics of Eskişehir thermal waters, Turkey. In: Dora, O.Ö., Özgenç, İ. and Sözbilir, H. (eds.) *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Proceedings*, pp 189-196.

Ocakoğlu F, Altunel E, ve Yalçınır Ç (2005). Eskişehir bölgesinin neotektonik dönemdeki tektono-stratigrafik ve sedimantolojik gelişimi. Eskişehir, Turkey: Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Final Raporu

Ocakoğlu, F. (2007). A re-evaluation of the Eskişehir Fault Zone as a recent extensional structure in NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(2), 91-103.

Ocakoğlu, F., and Açıkalın, S (2009). Late Pleistocene fault-induced uplift and consequent fluvial response in Eskişehir Fault Zone, NW Anatolia.

Ocakoğlu F, and Açıkalın S (2010). Field evidences of secondary surface ruptures occurred during the 20 February 1956 Eskişehir earthquake in the NW Anatolia. *J Earth Syst Sci* 119: 1–11.

Ocakoğlu, F., Dinđer, B., Akkiraz, M. S., Şahiner, E., and Brook, G. A. (2018). Palaeolithic occupation of the Anatolian High Plateau during a cold period: An MIS 6 aged artifact from the AvlamiŐ Valley, Eskişehir, NW Turkey. *Geoarchaeology*, 33(5), 605-619.

Okay, A. I. (1985). Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kusaklar. In *Ketin simpozyumu* (pp. 83-92).

Okay, A. I. (1989). Alpine-Himalayan blueschists. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 55-87.

Okay, A. I., Harris, N. B., and Kelley, S. P. (1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285(3-4), 275-299.

Okay, A. I., and Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.

Okay, A. I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W., and Topuz, G. 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: The Uludağ massif, northwestern Turkey - Implications for the westward translation of Anatolia. *GSA Bulletin* 120, 893-911.

Okay, A. I. (2011). Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun dalma-batmaya uğramış kuzey ucu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 142, 195-226.

Öcal, N. (1959). 20. Şubat. 1956 Eskişehir zelzelesi'nin makro-ve mikrosismik etüdü. İTÜ.

Önen, A.P. and Hall, R. 2000. Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 483-495.

Önen A.P. 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 947-962.

Özden, S., Gündoğdu, E., and Bekler, T. (2015). Interactions between Eurasian/African and Arabian plates: Eskişehir Fault, NW Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 349-362.

Özeren MS. 2002. " Crustal structure and forces in continental deformation. PhD thesis. Univ. Cambridge, Fitzwilliam Coll., 255 pp

Özsayın, E., and Dirik, K. (2007). Quaternary Activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba Fault Zones: İnönü-Eskişehir Fault System, Central Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 16(4).

Özsayın, E., and Dirik, K. 2011. The role of oroclinal bending in the structural evolution of the Central Anatolian Plateau: evidence of a regional changeover from shortening to extension. *Geologica Carpathica* 62, 4, 345-359

Özsayın, E., Ciner, T. A., Rojay, F. B., Dirik, K., Melnick, D., Fernandes, D., and Sudo, M. (2013). Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 22(5), 691-714.

Öztürk, M. Z., Şener, M. F., Şener, M., ve Şahiner, E. (2018). Tuzgölü Fay Zonu Bor Segmenti'nin Kuvaterner Atım Miktarı. Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 7(3), 1049-1053.

Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L., and Zanchi, A. (1988). Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 146(1-4), 217-230.

Pekkan, E., and Kahraman, S. (2020). Evaluation of the conceptual model of low-temperature thermal water of Kızılınler Region, Eskişehir, Turkey. *Geothermics*, 84, 101739

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., and Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35(6), 1214-1223.

Pike, R. J., and Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1079-1084.

Polat, A., 1988. Büyük Polat – Yarımsöğüt (Sungurlu – Çorum) yöresinde Paleotektonik ve Neotektonik geçiş döneminin izleri ve Kırıkkale – Erbaa fay zonunun oluşumu Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/2, 127- 140

Ramírez-Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23(4), 317-332.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., and Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N., and Johnson, D. L. (1984). Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1466-1474.

Rondot, J. (1956). 1: 100 000 lik 39/2 (güney kısmı) ve 39/4 paftalarının jeolojisi, Seben-Nallıhan-Beypazarı. MTA Rap, (2517).

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen: Zentral-blatt für Mineralogie: Geologie und Paleontologie, v. 1929B.

Sanderson, D. J., and Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of structural Geology*, 6(5), 449-458.

Sağlam-Selçuk, A. and Gökten, E. (2012). Neotectonic characteristics of the İnönü-Eskişehir Fault System in the Kaymaz (Eskişehir) Region: influence on the development of the Mahmudiye-Çifteler-Emirdağ Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(4), 521-545.

Sağlam-Selçuk, A., Gökten, Y. E., and Aktuğ, B. (2016). The Stress State of The Region around İnönü-Eskişehir active fault system (Turkey); kinematic analysis accompanied with GPS Data. *J. Ind. Geophys. Union* (November 2016), 20(6), 527-535.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117–1141.

Seyitoğlu, G., and Scott, B. C. (1991). Late Cenozoic Crustal Extension in West Anatolia, Turkey. In Tethyan Workshop.

Seyitoğlu, G., and Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31(1), 1-11.

Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Karadenizli, L., Kaypak, B., Ően, Ő., Kazancı, N., IŞık, V., Esat, K., Parlak, O., Varol, B., Saraç, G. and İleri, İ. 2009. A late Pliocene - Quaternary pinched crustal wedge in NW central Anatolia, Turkey: a neotectonic structure accommodating the internal deformation of the Anatolian plate. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52(1), 121-154.

Seyitoğlu, G., Ecevitöğlu, B., Kaypak, B., Güney, Y., Tün, M., Esat, K., and Uyar Aldaş, G. (2015). Determining the main strand of the Eskişehir strike-slip fault zone using subsidiary structures and seismicity: A hypothesis tested by seismic reflection studies. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 1–20

Seyitoğlu, G., Esat, K and Kaypak, B. (2017). One of the main neotectonic structures in the nw central anatolia: Beypazarı blind thrust zone and related fault-Propagation folds. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 154(154), 1-14.

Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Esat, K., and Kaypak, B. (2021). Neotectonics of Türkiye (Türkiye) and surrounding regions: a new perspective with GNSS – based block modelling. *İncelemede*

Seyitoğlu, G., and Esat, K (2021) Uludağ Extensional Metamorphic Core Complex: Preliminary Field Observations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, (early view).

Shelby, M., A rock strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z. Geomorphol.* 24, (1980) 31

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. and Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic ve seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225.

Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666-1703.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Boray, A. (1987). Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA. Rap, 394.

Şaroglu F, Emre O, and Kuscu İ. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası (Active Fault Map of Turkey), scale 1:2,000,000, one sheet. Maden Tetk. Arama Genel Mudurlugu, Ankara

Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ. (1995). Türkiye aktif fay haritası. Maden Tetkik ve Araştırma Enstitüsü, Ankara.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Doğan, A., ve Yıldırım, C. (2005). Eskişehir Fay Zonu ve deprem potansiyeli. Eskişehir Fay Zonu ve ilişkili sistemlerin depremselliği çalışması. Eskişehir, Turkey: Osmangazi Üniversitesi (in Turkish).

Şahin, M., Yalıtırak, C., and Karacık, Z. (2019). A case study of compression to escape tectonic transition: Tectonic evolution of the Nallıhan Wedge and comparison with the Tercan Wedge (Eastern Mediterranean, Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 311-331.

Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 269-282.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları [Fundamentals of Neotectonics of Turkey]. In *Geological Society of Turkey, Conference Series (Vol. 2)*.

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.

Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T., and Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24).

Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., and Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault: A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.

Şengör, A. C. (2017). Diversion of River Courses Across Major Strike-Slip Faults and Keirogens. *Active Global Seismology: Neotectonics and Earthquake Potential of the Eastern Mediterranean Region*, 225, 93.

Taner, G. 2004. Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Böl.

Tarı, U.ve Tüysüz, O. (2011). İzmit Körfezi ve çevresinin morfolotektoniği. İTÜDERGİSİ/d, 7(1).

Taymaz T, Jackson J and McKenzie D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106:433–90

Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6), 1625-1640.

Tekin, E. (2001). Üst Jura-Alt Kretase yaşı Bilecik kireçtaşı içerisindeki sert zemin oluşumlarının sedimanolojisi (GD Bilecik-Söğüt). *Gazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 14(3), 979-986

Turan, T. İ. (2018). Kaymaz (Eskişehir) Ve Himmetdede (Kayseri) Altın Yataklarının Jeolojik Özelliklerinin Karşılaştırılması.

Toprak, V., ve Göncüoğlu, M. C. (1993). Keçiboyduran-Melendiz fayı ve bölgesel anlamlı (Orta Anadolu). *Yerbilimleri Dergisi*, 15(16), 55-67.

Topal, S. (2019). Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): Insights from geomorphic indices and drainage analysis. *Journal of Mountain Science*, 16(4).

Topal, S. (2019). Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 9(1), 37-48.

Tokay, F.,and Altunel, E. (2005). Neotectonic activity of Eskişehir fault zone in vicinity of İnönü-Dodurga area. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 130(130), 1-15.

Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197.

Tripathi, M. K., Govil, H., and Diwan, P. (2019, September). Lithological mapping using digital image processing techniques on landsat 8 OLI remote sensing data in Jahajpur, Bhilwara, Rajasthan. In 2019 2nd International Conference on Intelligent Communication and Computational Techniques (ICCT) (pp. 43-48). IEEE.

Tün M, Avdan U, Kaplan O, Güney Y, Çabuk A, Kaypak B, Uyar Aldaş G, Ecevitöğlü B, Esat K and Seyitoğlü G (2010). A new look to the Eskişehir Fault. Seismic Interpretation Session 2, No: 43. In: 19th International Geophysical Congress and Exhibition, Ankara, Turkey

Tün, M., Pekkan, E., Özel, O., and Guney, Y. (2016). An investigation into the bedrock depth in the Eskişehir Quaternary Basin (Turkey) using the microtremor method. *Geophysical Journal International*, 207(1), 589-607..

Uygun, A, 1981, Tuz Gölü havzasının jeolojisi evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu 66-71

Vialon P., Ruhland M. and Grolier J. 1976. *Eléments de tectonique analytique*. Masson, Paris, 118 pp

Wilcox, R. E., Harding, T. T., and Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *Aapg Bulletin*, 57(1), 74-96.

Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190(1-2), 493-529.

Yaltırak, C., Yalcin, T., Yüce, G., and Bozkurtoğlü, E. (2005). Water-level changes in shallow wells before and after the 1999 Izmit and Düzce earthquakes and comparison with long-term water-level observations (1999–2004), NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14(3), 281-309.

Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. and Önal, M. 1988. Tectonic characteristics and structural evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene basin, central Anatolia. METU Journal of Pure and Applied Sciences, 21, 127-14

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., .and Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop?. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), 353-384.

Yuce, G, Ugurluoglu, D. Y., Adar, N., Yalcin, T., Yaltirak, C., Streil, T., and Oeser, V. (2010). Monitoring of earthquake precursors by multi-parameter stations in Eskisehir region (Turkey). Applied Geochemistry, 25(4), 572-579.



EK Kanlıpınar-Kaymaz bölgesinde 1900-2020 yılları arasında gerçekleşen depremler

Deprem No	Oluş Tarihi	Enlem	Boylam	Büyüklik	Derinlik
1	12 Ekim 2015 Pazartesi	39.5862	30.9895	2,2	5,5
2	8 Mayıs 2013 Çarşamba	39.7312	30.8002	2	10,6
3	5 Nisan 2013 Cuma	39.6723	30.7743	2,2	5
4	23 Mart 2013 Cumartesi	39.7228	30.7822	2,2	6,9
5	5 Mart 2013 Salı	39.7015	30.8033	2	12,6
6	1 Mart 2013 Cuma	39.7287	30.6437	3,5	8,1
7	1 Mart 2013 Cuma	39.7090	30.6197	2	5,7
8	27 Şubat 2013 Çarşamba	39.7212	30.6323	2,2	6,5
9	17 Şubat 2013 Pazar	39.7078	30.8047	2,4	4,9
10	24 Aralık 2012 Pazartesi	39.7435	30.8027	2,1	7,7
11	19 Aralık 2012 Çarşamba	39.7592	30.7602	2,4	3,9
12	8 Aralık 2012 Cumartesi	39.7297	30.7702	2,3	5,2

13	17 Kasım 2012 Cumartesi	39.7387	30.8170	2,3	6,2
14	1 Eylül 2012 Cumartesi	39.7247	30.7990	2,2	13,1
15	7 Ağustos 2012 Salı	39.6692	30.6903	2,1	22
16	2 Ağustos 2012 Perşembe	39.6530	30.7393	2,2	6
17	27 Haziran 2012 Çarşamba	39.7387	30.8313	2,5	9,4
18	22 Haziran 2012 Cuma	39.7820	30.7255	2,9	4,2
19	1 Haziran 2012 Cuma	39.7140	30.7980	2,1	4,8
20	18 Mayıs 2012 Cuma	39.6995	30.6085	2,2	5,4
21	24 Ocak 2012 Salı	39.6803	30.7542	2,1	13,7
22	2 Ağustos 2011 Salı	39.7288	30.8322	2,7	5
23	16 Temmuz 2011 Cumartesi	39.7272	30.8252	2,7	7,9
24	8 Haziran 2011 Çarşamba	39.7415	30.7912	2,6	5
25	17 Mayıs 2011 Salı	39.6345	30.8462	2,6	14,4
26	7 Mayıs 2011 Cumartesi	39.6765	30.7802	2,6	12,1

27	15 Nisan 2011 Cuma	39.7100	30.8097	2,7	5,3
28	6 Nisan 2011 Çarşamba	39.6602	30.7923	2,6	10,8
29	6 Kasım 2010 Cumartesi	39.5735	31.3348	2,7	8,3
30	5 Ekim 2010 Salı	39.7065	30.7980	2,6	2,8
31	5 Ağustos 2010 Perşembe	39.7020	30.7877	2,6	13,4
32	13 Temmuz 2010 Salı	39.7092	30.7848	2,6	13,4
33	22 Haziran 2010 Salı	39.7310	30.7950	2,6	7,6
34	24 Mayıs 2010 Pazartesi	39.6568	30.8520	2,6	22,5
35	15 Mayıs 2010 Cumartesi	39.6512	30.7493	2,7	5,5
36	26 Mart 2010 Cuma	39.5515	31.2308	2,7	9,5
37	22 Ocak 2010 Cuma	39.4923	31.2322	2,8	10
38	20 Ocak 2010 Çarşamba	39.6893	30.8053	2,3	6,1
39	18 Kasım 2009 Çarşamba	39.5547	31.1597	2,7	5,4
40	17 Ağustos 2009 Pazartesi	39.5337	31.2398	2,8	5,7
41	12 Mayıs 2009 Salı	39.6118	31.1998	2,5	11,5

42	1 Mayıs 2009 Cuma	39.5690	31.2302	2,6	19,7
43	17 Mart 2009 Salı	39.5797	31.1968	2,3	9,7
44	23 Aralık 2008 Salı	39.7297	30.8200	2,6	12
45	29 Kasım 2008 Cumartesi	39.7527	30.8118	2,8	6,6
46	19 Kasım 2008 Çarşamba	39.7513	30.7697	2,6	5,4
47	7 Kasım 2008 Cuma	39.7107	30.7743	2,5	15,8
48	29 Ekim 2008 Çarşamba	39.7113	30.8183	2,6	15,1
49	29 Ekim 2008 Çarşamba	39.7012	30.8093	2,5	12
50	13 Haziran 2008 Cuma	39.6673	30.8478	2,8	19,1
51	20 Mayıs 2008 Salı	39.6920	30.7748	2,7	20,7
52	16 Mayıs 2008 Cuma	39.6043	31.2147	2,6	5,8
53	28 Nisan 2008 Pazartesi	39.6823	30.7998	2,8	18,5
54	20 Nisan 2008 Pazar	39.5955	31.3105	2,5	19,5
55	20 Temmuz 2007 Cuma	39.6645	30.7643	2,7	13,4
56	8 Nisan 2006 Cumartesi	39.7588	30.7852	2,9	10,9

57	13 Temmuz 2005 Çarşamba	39.7487	30.7147	2,6	8,2
58	1 Temmuz 2005 Cuma	39.6183	31.1513	2,8	20,8
59	28 Haziran 2005 Salı	39.6392	30.8105	2,6	15,8
60	31 Mayıs 2005 Salı	39.7483	30.7302	3	13,6
61	5 Mayıs 2005 Perşembe	39.7587	30.7338	3	5,3
62	13 Nisan 2005 Çarşamba	39.7700	30.7027	3,2	7
63	5 Nisan 2005 Salı	39.7442	30.7667	2,9	8,7
64	13 Aralık 2004 Pazartesi	39.7500	30.8400	3,1	0,166667
65	7 Aralık 2004 Salı	39.6600	30.8900	2,6	0,083333
66	22 Ağustos 2004 Pazar	39.7400	30.7600	3	0,15
67	9 Temmuz 2004 Cuma	39.7300	30.7600	2,5	0,15
68	27 Haziran 2004 Pazar	39.7600	30.7400	2,8	0,083333
69	15 Haziran 2004 Salı	39.7100	30.6900	2,8	0,083333
70	26 Mayıs 2004 Çarşamba	39.7200	30.6600	2,8	0,183333
71	18 Mayıs 2004 Salı	39.7200	30.7500	3	0,15

72	30 Nisan 2004 Cuma	39.7100	30.6700	2,8	0,15
73	11 Nisan 2004 Pazar	39.7400	30.7200	2,9	0,166667
74	17 Mart 2004 Çarşamba	39.7100	30.8000	2,6	0,166667
75	18 Ocak 2004 Pazar	39.7600	30.8000	2,7	0,1
76	22 Nisan 2003 Salı	39.7100	30.8700	2,8	0,083333
77	15 Nisan 2003 Salı	39.6100	30.9600	2,5	0,433333
78	4 Nisan 2003 Cuma	39.7200	30.7800	2,8	0,15
79	4 Şubat 2003 Salı	39.7500	30.8000	3	0,1
80	9 Ekim 2002 Çarşamba	39.6700	30.7100	2,6	0,133333
81	15 Haziran 2002 Cumartesi	39.6900	30.9300	2,8	0,166667
82	27 Mayıs 2002 Pazartesi	39.7300	30.7800	2,9	0,033333
83	16 Nisan 2002 Salı	39.7400	30.7600	2,8	0,166667
84	8 Haziran 2001 Cuma	39.7100	30.7900	2,6	0,35
85	12 Mart 1995 Pazar	39.7300	30.8400	2,9	0,083333
86	9 Ocak 1995 Pazartesi	39.7500	30.6800	2,8	0,083333

87	8 Ocak 1995 Pazar	39.7600	30.7100	2,8	0,083333
88	7 Aralık 1989 Perşembe	39.7100	30.7900	3	0,083333
89	4 Mayıs 1989 Perşembe	39.7300	30.8000	3,2	0,166667
90	16 Nisan 1970 Perşembe	39.6000	30.9000	4	10
91	31 Mart 1970 Salı	39.6000	31.1000	4,3	5
92	30 Mart 1970 Pazartesi	39.6000	31.0000	3,9	5
93	29 Mart 1970 Pazar	39.6000	31.0000	4,3	5
94	29 Mart 1970 Pazar	39.6000	31.1000	4	5