

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DOĞUBAYAZIT FAYI'NIN (AĞRI)
SEGMENTASYONU ve TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN : Sema ÇAKAR
DANIŞMAN : Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

VAN-2023

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DOĞUBAYAZIT FAYI'NIN (AĞRI)
SEGMENTASYONU ve TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Sema ÇAKAR

Bu çalışma AFAD Ulusal Deprem Araştırma Programı tarafından UDAP-G-20-06
No'lu proje kapsamında desteklenmiştir.

VAN-2023

KABUL VE ONAY SAYFASI

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doç.Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK danışmanlığında, Sema ÇAKAR tarafından sunulan “Doğubayazıt Fayı'nın (Ağrı) Segmentasyonu ve Tektonik Jeomorfolojisi” isimli bu çalışma Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'nin ilgili hükümleri gereğince 15/12/2022 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile başarılı bulunmuş ve yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç. Dr. Serkan ÜNER

İmza:

Üye: Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN

İmza:

Üye: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

İmza:

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun/....../..... tarih ve sayılı kararı ile onaylanmıştır.

İmza

Enstitü Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Tez içindeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

Sema ÇAKAR



ÖZET

DOĞUBAYAZIT FAYI'NIN (AĞRI) SEGMENTASYONU ve TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ

ÇAKAR, Sema

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

Ocak 2023, 84 Sayfa

Doğubayazıt Fayı, Doğu Anadolu Sıkıştırılmalı Tektonik Bloğu'nun kuzeyinde ve tektonik olarak oldukça aktif bir bölgede yer almaktadır. Doğubayazıt Fayı'nın da içinde yer aldığı ve GPS tabanlı katı blok modellemeleri ile elde edilen Küçük Kafkas Tektonik Bloğu'nun içsel deformasyonu, birbirine paralel birden fazla sağ yanal doğrultu atımlı fay tarafından kontrol edilmektedir.

Doğubayazıt Fayı, K35°-42°B doğrultusunda olup yaklaşık olarak 60 km uzunluğunda bir deformasyon zonundan oluşmaktadır. Arazi çalışmaları ve İnsansız Hava Aracı verilerinin fotogrametrik değerlendirilmesi ile elde edilen verilere göre Beruj, Kalus, Şemso ve Pullutarla segmentleri üzerinde morfotektonik belirteçlerin (dere, morfolojik ve litolojik ötelenmeler, alüvyal yelpaze, uzamış sırt) yoğunlaştığı gözlenmiştir. Fay boyunca yapılan ötelenme çalışmalarında büyük ve küçük ölçekli olmak üzere sistematik ötelenmelerin olduğu görülmektedir.

Doğubayazıt Fayı'nın tektonik jeomorfolojisi ve deformasyon özellikleri morfometrik indisler yardımıyla belirlenmiştir. Çalışmada kullanılan indisler; Hipsometrik Eğri ve İntegral (HE ve HI), Drenaj Havzası Asimetrisi (AF), Drenaj Havzası Şekli (Shp), Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn) dir. Morfotektonik ve arazi çalışmaları birlikte değerlendirildiğinde Doğubayazıt Fayı'nın kuzeybatı kesiminin güneydoğuya oranla daha aktif olduğu ve morfotektonik yapıların özellikle kuzey kesimlerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Bu sonuçlar, Doğubayazıt Fayı'nın özellikle kuzeybatı kesimlerinin Küçük Kafkas Bloğu'nun içsel deformasyonunun kontrolünde aktif rol aldığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler : Doğu Anadolu, Doğubayazıt Fayı, Jeomorfolojik Yapı, Morfometrik indis, Segmentasyon.



ABSTRACT

SEGMENTATION AND TECTONIC GEOMORPHOLOGY OF THE DOĞUBAYAZIT FAULT (AGRI)

ÇAKAR, Sema

M. Sc Thesis, Department of Geological Engineering
Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK
January 2023, 84 Pages

Doğubayazıt Fault is located in the north of the East Anatolian Compression Tectonic Block and in a tectonically active region. The internal deformation of the Lesser Caucasus Tectonic Block, including the Doğubayazıt Fault and obtained by GPS-based solid block models, is controlled by more than one parallel right lateral strike-slip fault.

Doğubayazıt Fault is in the N35°-42°W direction and consists of a 60 km long deformation zone. According to the data obtained by field studies and photogrammetric evaluation of Unmanned Aerial Vehicle data, it was observed that morphotectonic markers (creek, morphological and lithological displacements, alluvial fan, elongated ridge) were concentrated on Beruj, Kalus, Şemso and Pullutarla segments. In the drift studies carried out along the fault, it is seen that there are systematic drifts, in both large and small scales.

The tectonic geomorphology and deformation characteristics of the Doğubayazıt Fault were determined with the help of morphometric indices. The indices used in the study are Hypsometric Curve and Integral (HE and HI), Drainage Basin Asymmetry (AF), Drainage Basin Shape (Shp), Normalized Channel Perpendicularity Index (Ksn). Taking into account both morphotectonics and field studies were evaluated together, it was observed that the northwestern part of the Doğubayazıt Fault was more active than the southeast, and the morphotectonic structures were concentrated especially in the northern parts. These results show that especially the northwestern parts of the Doğubayazıt Fault play an active role in the control of the internal deformation of the Lesser Caucasus Block.

Keywords : Doğubayazıt Fault, Eastern Anatolia, Jomorphological structure, Morphometric index, Segmentation.



ÖN SÖZ

Küçük Kafkas Tektonik Bloğu'nun içsel deformasyonunu kontrol eden faylardan biri olan Doğubayazıt Fayı'nın bölgenin tektonik evrimindeki rolünün araştırılmasını amaçladığım bu çalışmanın en başından son haline kadar büyük bir özveriyle eleştiri ve katkılarını sunarak her anlamda yol göstericiliği yapmış en kötü zamanlarımda bile tekrar başlamam için moral ve motivasyonuyla yüreklendiren çok kıymetli hocam ve danışmanım Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK'a tüm içtenliğim ile teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmamda kullandığım fotogrametri verilerinin elde edilmesinde İstanbul Teknik Üniversitesi'nden Doç. Dr. Cengiz ZABCI'ya, saha çalışmalarım sırasında kıymetli bilgi ve birikimlerinden çokça istifade ettiğim Hacettepe Üniversitesi'nden Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN'a, Gebze Teknik Üniversitesi'nden Doç. Dr. Mehmet Korhan ERTURAÇ'a ve Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi'nden Doç. Dr. Serkan ÜNER'e teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmamın her aşamasında desteklerini esirgemeyen arkadaşlarım Sacit MUTLU'ya, Ahmet Özkan KUL'a teşekkür ediyorum. Yine bu çalışmamı gerçekleştirmemde pay sahibi olan on yıldır bünyesinde büyük bir özveriyle çalıştığım Çatak Sosyal Yardımlaşma ve Dayanışma Vakfı Başkanlığına ve mesai arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Uzun, yorucu ve bir o kadar da keyifli bu yolculuğun sonunda bana büyük bir saygı, sevgi ve sabırla yoldaşlık eden ailemin kıymetli üyeleri annem Halime'ye babam İkrâm'a kız kardeşlerim Suzan, Rezzan, Fatma, Rabia ve Viyan'a çok teşekkür ederim.

2023

Sema ÇAKAR



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	iii
ÖN SÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR	xiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1.Çalışmanın Amacı ve Hedefleri	1
1.2.Coğrafi Konum ve Ulaşım.....	1
1.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	2
1.4. Bölgenin Morfolojisi	3
2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ.....	5
3. MATERYAL VE METOD	9
3.1. Uzaktan Algılama ve Arazi Çalışmaları	9
3.2. Aktif Tektonik Çalışmaları ve Çalışmada Kullanılan Morfometrik İndisler	10
3.2.1. Hipsometrik integral (HI) ve hipsometrik eğri (HE)	11
3.2.2. Drenaj havzası asimetrisi (AF)	12
3.2.3. Drenaj havzası şekli (Shp)	13
3.2.4. Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn)	14
4. BULGULAR	17
4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi	17
4.2. Bölgenin Depremselliği	20
4.3. Doğubayazıt Fayı'nın Tektonik, Morfolojik ve Geometrik Özellikleri	24
4.3.1. Doğubayazıt fayı ve civarının jeolojisi.....	27
4.3.2. Doğubayazıt fayının segmentasyonu.....	30
4.3.2.1. Dalbahçe segmenti.....	32
4.3.2.2. Beruj segmenti.....	33
4.3.2.3. Kalus segmenti	37
4.3.2.4. Bübük segmenti	38

	Sayfa
4.3.2.5. Şemso segmenti	39
4.3.2.6. Günyolu segmenti.....	41
4.3.2.7. Pullutarla segmenti	41
4.3.2.8. Harabedeğirmen ve yanoba segmentleri.....	41
4.3.2.9. Sağdıç ve ganisipi segmentleri	43
4.4. Morfometrik Analiz Sonuçları.....	45
4.4.1. Hipsometrik integral (HI) ve hipsometrik eğri (HE)	47
4.4.2. Drenaj havzası asimetrisi (AF)	54
4.4.3. Drenaj havzası şekli (Shp).....	57
4.4.4. Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn)	60
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	65
KAYNAKLAR.....	73
ÖZGEÇMİŞ.....	84

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma alanının, a. Türkiye içerisindeki konumu, b. Google Haritalar üzerinden konumu.	2
Şekil 1.2. Çalışma alanı ve civarının morfolojisi.	4
Şekil 3.1. Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri şematik gösterimi ve hesaplama formülü (Keller ve Pinter, 2002; Eski ve ark., 2020’den değiştirilerek alınmıştır).	12
Şekil 3.2. Asimetri faktörünün tektonik blok üzerinde ana akım yönünün sağ ve solundaki alanda gözlenen değişimin şematik gösterimi ve AF hesaplama formülü (Rawat ve ark., 2021’den değiştirilerek alınmıştır).	13
Şekil 3.3. Drenaj havzası şekli hesaplama şematik gösterimi.	14
Şekil 3.4. Kanal profilinin şematik gösterimi. a. İçbükeylik indeksinin (θ) hem profil şekli hem de eğim alanı üzerindeki etkisini gösteren örnek, b. Farklı diklik indekslerine (k_{sn}) sahip aynı içbükeylik indekslerine (θ) sahip iki profilin karşılaştırılması (Whipple ve Tucker, 1999; Duvall ve ark., 2004; Kirby ve Whipple 2012’den değiştirilerek alınmıştır).	15
Şekil 4.1. Türkiye’nin Neotektoniği ve Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu’nun konumu (Şengör ve ark., 1985; Barka, 1992), a. Neotektonik Rejime bağlı olarak gelişen ana yapısal unsurlar, b. Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu içerisinde gelişen faylar ve volkanik çıkışlar (Şaroğlu, 1985; Emre ve ark., 2012; Sağlam Selçuk ve ark., 2016 ‘dan değiştirilerek alınmıştır).	18
Şekil 4.2. a. GPS ölçümleri tabanlı katı blok modellemeleri ile elde edilen tektonik bloklar, b. Tektonik bloklara ait kayma hızları (Reilinger ve ark., 2006; Djomour ve ark., 2011’den değiştirilerek alınmıştır).	20
Şekil 4.3. Doğubayazıt ve yakın çevresinde gelişen faylar üzerindeki tarihsel ve aletsel depremler (yeşil renkle belirtilen yerler tarihsel depremleri, sarı renkle belirtilen yerler de aletsel dönem depremleri göstermektedir) (AFAD, USGS ve EMSC’den alınmıştır).	21

Şekil 4.4. Doğubayazıt Fayı ve civarının aletsel dönem depremleri haritası, a. Mavi noktalar $M_s < 3$ olan depremler, b. Mor noktalar $3 < M_s < 4$ olan depremler, c. Yeşil noktalar $4 < M_s < 5$ olan depremler ve sarı yıldızlar $M_s > 5$ olan depremler, d. Doğubayazıt Fayı ve civarının tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki gösterimi (Deprem odak noktaları EMSC, USGS, AFAD; aktif faylar Emre ve ark., 2012'den derlenmiştir).	23
Şekil 4.5. DAST içerisinde gelişen faylar, a. Doğubayazıt Fayı'na paralel gelişen ve İran'a doğru devamı olduğu düşünülen faylar (Solaymani Azad ve ark., 2015'ten değiştirilerek alınmıştır), b. Doğubayazıt Fayı'nın konumu (Şaroğlu ve ark., 1987; Koçyiğit, 2001; Bozkurt, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).	26
Şekil 4.6. Doğubayazıt Fayı ve civarının jeoloji haritası (Oruç ve ark., 1976 ve Ünal, 2018'den değiştirilerek alınmıştır).	28
Şekil 4.7. Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen bazaltlardan görünüm. a. Altan üste doğru boşluklu yapının arttığı bazalt çıkışları, b. Halat tipi akma yapısı gösteren noktasal lav çıkışları, c. "S" yapısı sunan tabakalı bazalt çıkışları eğim yönü 15° D.	29
Şekil 4.8. Çalışma alanı içerisinde yer alan Şemso Dağı ve Doğubayazıt Fayı'nın konumu.	29
Şekil 4.9. Doğubayazıt Fayı'na ilişkin yapılan fotogrametri çalışmaları ile elde edilen Dijital Yüzey Modelleri. a. Agisoft Metashape Professional 1.7.3 Build 12337 x64 Multilingual programı kullanılarak elde edilen ham, b. renklendirilmiş yüzey modeli, c. Segment haritası; sarı noktalar yerleşim yerlerini, sarı yıldızlar ise arazi gözlem noktalarını temsil etmektedir.	31
Şekil 4.10. Dalbahçe segmentinin, a. Genel gidişi, b. dere ötelenmesi, c. ötelenmenin DSM üzerinden yakından görünümü.	33
Şekil 4.11. Beruj segmenti doğrultusu boyunca paralel gelişmiş, a. Morfolojik yapıların saha görünümü, b. DSM üzerinden genel gidişi, c. Beruj ve Dalbahçe segmentlerine ait dere ötelenmeleri.	34
Şekil 4.12. Beruj ve Dalbahçe segmentleri üzerinde gelişen dere ve sırt ötelenmesi dağılımı ve toplam ötelenme olasılığı.	35
Şekil 4.13. a. Segmentin genel gidişi, b. litolojik ötelenme, c. bazalt ötelenmesi, d. Bazalt ötelenmesinin DSM üzerinden yakın görünümü, e. Sırt ötelenmesi, f. Dere ötelenmesi.	36

Şekil 4.14. Kalus Segmenti boyunca gelişen morfolojik yapılar ve ötelenme miktarı a. Kalus Segmenti'nin genel gidişi, b. Kalus Dağı üzerinde gelişen fay dikliği ve fay düzlemi, c. Saha çalışmaları sırasında Kalus Segmenti boyunca gelişen morfolojik yapılar ve bazalt çıkışlarının el ile çizimi, d. Kalus Dağı üzerinde meydana gelen ötelenme miktarı.	38
Şekil 4.15. a. Bübük Segmenti'nin renklendirilmiş DSM üzerinden genel gidişi, b. Segment doğrultusu boyunca gelişen dere ötelenmesi ve kapma olayı.	39
Şekil 4.16. Şemso Segmenti a. DSM üzerindeki konumu, b. arazideki konumu, c. Şemso Segmenti üzerindeki ötelenmelerin net olarak ölçüldüğü alan.....	40
Şekil 4.17. Şemso segmenti üzerindeki a. Küçük ötelenmeler, b. Büyük ötelenmeler, c. Sırt ve dere ötelenimleri	41
Şekil 4.18. Harabedeğirmen ve Yanoba segmentleri boyunca gelişen morfolojik yapılar a. Harabedeğirmen ve Yanoba civarının sayısal yükseklik modeli üzerinden görünümü, b. Faya dik ve paralel bir şekilde gelişen sırt tipi bazalt çıkışları, c. Bazaltlarda gelişen açılma çatlakları, d. Tabakalı bazalt çıkışları.....	43
Şekil 4.19. a. Sağdıç Segmenti'nin DSM üzerinden görünümü, b. Segment boyunca meydana gelen ötelenme miktarı.	44
Şekil 4.20. a. Ganisipi Segmentinin DSM üzerinden görünümü, b. Ganisipi Segmentinin genel gidişi, c. S-1 segmenti üzerinde yer alan dere ötelenmeleri d. S-2 segmenti üzerinde yer alan sağ yanal dere ötelenmesi.....	45
Şekil 4.21. Çalışma alanına ait havzalar.....	46
Şekil 4.22. Fayın kuzey kesiminde yer alan alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.....	48
Şekil 4.23. Fayın orta kesiminde yer alan Beruj Segmenti üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.	49
Şekil 4.24. Fayın orta kesiminde yer alan Kalus Segmenti üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.	50
Şekil 4.25. Fayın güney kesiminde yer alan Bübük, Şemso ve Günyolu segmentleri üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.	52
Şekil 4.26. Fayın güney kesiminde yer alan Sağdıç ve Ganisipi segmentleri üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.....	53

Şekil	Sayfa
Şekil 4.27. Doğubayazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait hipsometrik integral ve eğrilerine bağlı yapılan sınıflama.	54
Şekil 4.28. Çalışma alanında yer alan alt havzalara ait asimetri faktörü dağılımı.	55
Şekil 4.29. Doğubayazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait asimetri sınıflaması... ..	56
Şekil 4.30. Doğubayazıt Fayı'na bağlı olarak meydana gelen deformasyon alanında yer alan alt havzalara ait eğimlenme yönleri.....	57
Şekil 4.31. Çalışma alanında yer alan alt havzalara ait şekil dağılımı.	58
Şekil 4.32. Doğubayazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait havza şekli sınıflaması.	60
Şekil 4.33. Hesaplanan kanal diklik indeksine bağlı olarak tektonik aktivite haritası... ..	61
Şekil 5.1. Çalışma alanına ait deformasyon haritası.....	70
Şekil 5.2. Bölgesel tektonik içerisinde yer alan faylara ilişkin kayma hızı çalışmaları.	71

SİMGELER VE KISALTMALAR

Bu çalışmada kullanılmış bazı simgeler ve kısaltmalar, açıklamaları ile birlikte aşağıda sunulmuştur.

Simgeler

Açıklama

B

Batı

D

Doğu

G

Güney

K

Kuzey

km

Kilometre

m

Metre

Ms

Yüzey dalgası büyüklüğü

Mw

Moment büyüklüğü

Kısaltmalar

Açıklama

AFAD

Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı

ARB

Aragat Bloğu

CBS

Coğrafi Bilgi Sistemi

DAST

Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu

DAYP

Doğu Anadolu Yüksek Platosu

DEM

Dijital Yükseklik Modeli

DSM

Dijital Yüzey Modeli

EMSC

Avrupa- Akdeniz Sismoloji Merkezi

GPS

Küresel Konumlanma Sistemi

HE

Hipsometrik Eğri

HI

Hipsometrik İntegral

İHA

İnsansız Hava Aracı

KB

Kars Bloğu

Ksn

Kanal Diklik İndeksi

Kısaltmalar**Açıklama****LCT**

Küçük Kafkas Bloğu

MTA

Maden Tetkik Ve Arama Genel Müdürlüğü

SAR

Yapay Açıklı Radar

SYM

Sayısal Yükseklik Modeli

TİP

Türkiye İran Platosu

USGS

Amerikan jeoloji araştırma merkezi



1. GİRİŞ

Bu tez çalışması, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Yapılan bu çalışmada Doğubayazıt Fayı'nın segmentasyonu, jeomorfolojik özelliklerine ilişkin bulgular, arazi çalışmaları ve morfometrik indisler yardımı ile segmentlerin birbirlerine göre aktiflikleri belirlenmiştir.

1.1. Çalışmanın Amacı ve Hedefleri

Doğubayazıt Fayı ile ilgili çalışmalar genel olarak sınırlı olmakla birlikte, fayın segmentasyonu, tektonik jeomorfolojisi ve yapısal özelliklerine ilişkin herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Literatürdeki bu boşluktan hareketle, Doğubayazıt Fayı'nın segmentasyonu, segmentler boyunca gelişen morfotektonik yapıların belirlenmesi faya ilişkin aktivitenin ve bölgenin jeodinamik evrimindeki rolü hakkında bilgi sahibi olunması amaçlanmıştır.

Bu tez kapsamında üretilecek veriler ile aşağıdaki hedeflere ulaşılması planlanmaktadır.

1. Doğubayazıt Fayı için gerekli jeolojik ve jeomorfolojik bilgi altyapısı temelinin oluşturulması,
2. Çalışma alanı içerisinde morfotektonik yapıların belirlenmesi,
3. Doğubayazıt Fayı'nı oluşturan segmentlerin morfometrik indisler kullanılarak göreceli aktiflik oranlarının belirlenmesi,
4. Tüm veriler değerlendirilerek Doğubayazıt Fayı'nın uzun dönem kayma hızı ve bölge deformasyonundaki rolü hakkında bilgi sahibi olunması hedeflenmektedir.

1.2. Coğrafi Konum ve Ulaşım

Çalışma alanı, Türkiye'nin en doğusunda 39.65-43.86 ile 39.47-44.14 coğrafi koordinatları arasında yer almaktadır (Şekil 1. 1a). Doğusunda İran, güneyinde Van ili (Muradiye-Çaldıran), batısında Diyarın ve Taşlıçay ilçeleri (Ağrı), kuzeyinde Tuzluca ve Aralık ilçeleri (Iğdır) vardır. Çalışma alanı, Doğubayazıt ilçesinin kuzeybatısında yer

alan Dalbahçe köyünden başlayıp Günyolu, Pullutarla, Yanoba, ilçe merkezi ile güneydoğusunda yer alan ve İran sınırına kadar uzanan Ganisipi köyünü kapsamaktadır. Kuzeyde Ağrı Volkanı güneyde de Tendürek Volkanı tarafından sınırlanmıştır (Şekil 1.1b). 1/25000 ölçekli Ağrı I51c1-2-3-4, I52d3-4, J52a1-2 topoğrafik paftalar içerisinde yer alan çalışma alanı Türkiye- İran transit yolunun (E-80) son durak yeri olup bölgeye bu yol üzerinden her mevsim ulaşım sağlamak mümkündür.



Şekil 1.1. Çalışma alanının, a. Türkiye içerisindeki konumu, b. Google Haritalar üzerinden konumu.

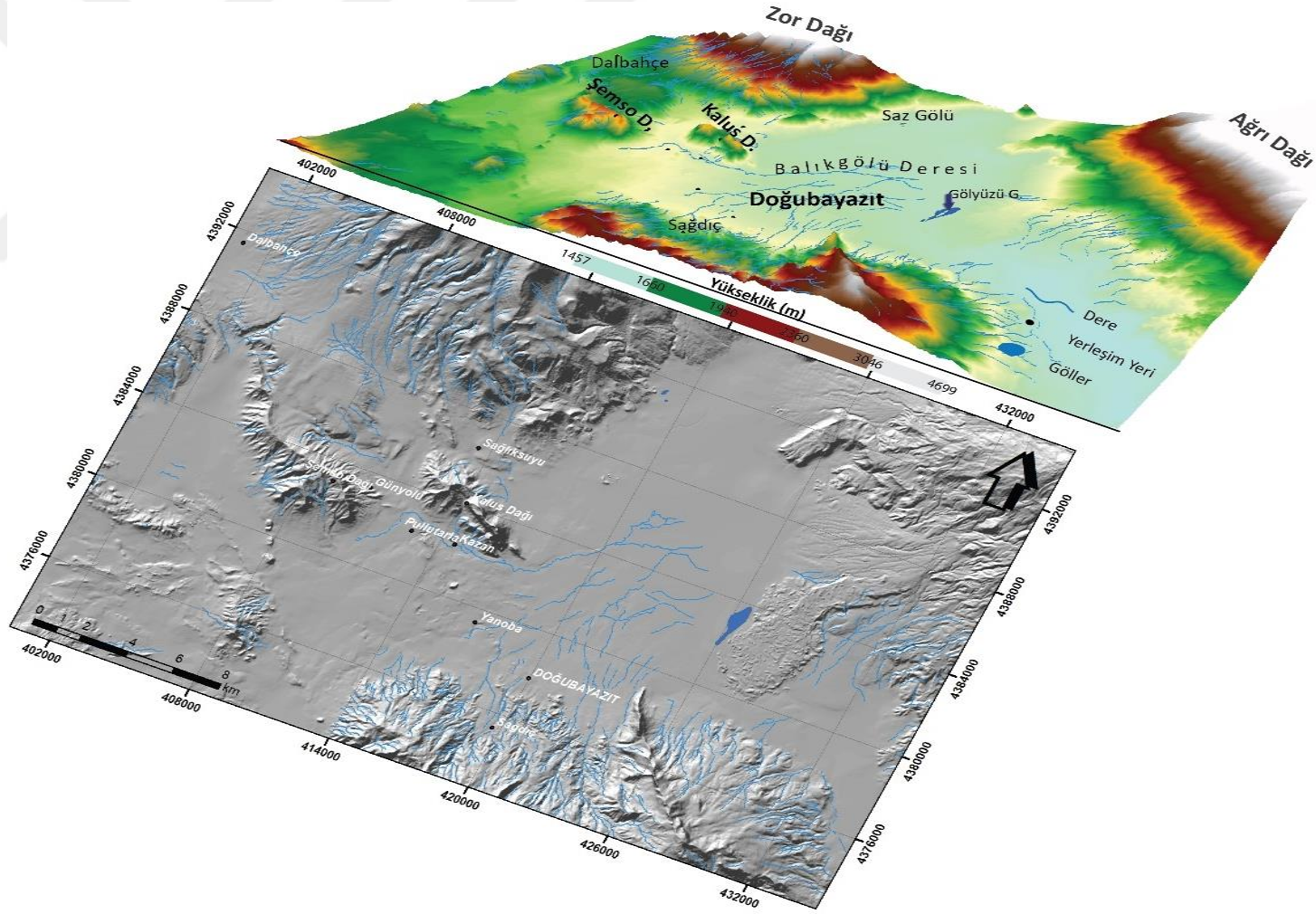
1.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanında karasal iklim hüküm sürer. Kışlar soğuk ve yağışlı, yazlar ise sıcak ve az yağışlı geçer. Ağrı İl Kültür ve Turizm Müdürlüğü verilerine göre ortalama sıcaklık değerleri, yılın 5 aya yakını 0°C 'nin altında yazın ise 1 aya yakın 30°C 'nin üstündedir. Toprak hemen hemen 100 gün kar ile örtülü kalır. Senelik yağış miktarı 370 mm ile 570 mm arasında değişir (Ağrı İl Kültür ve Müdürlüğü, 2022). Ağrı ili güneydoğusunda bulunan çalışma alanında düzlük alanlar zengin bitki örtüsü ile kaplıysa da dağlar genel olarak ağaçsızdır.

1.4. Bölgenin Morfolojisi

Çalışma alanı, Ağrı ve Tendürek volkanlarına ait ürünlerin meydana getirdiği bir tipik topoğrafya sunmaktadır. Alanın morfolojisi baskın olarak bu volkanik ürünlerin etkisi altında şekillenmiştir. Bölgede ortalama yükseklik 1.520 m dir. Çalışma alanının en önemli yükseltisi bölgenin kuzeydoğusunda yer alan ve iki zirveden meydana gelen Ağrı Dağı'dır. Bu dağ 5.137 m'lik Büyük Ağrı, 3.898 m'lik Küçük Ağrı zirvelerinden oluşmaktadır (Şekil 1.2). Ayrıca bu dağ bir strato volkan özelliğine sahiptir (Yılmaz ve ark., 1998). Bölgenin diğer yükseltileri kuzeyde Zor Dağı (3.200 m), güneyde Şemso Dağı (2.000 m) çalışma alanının orta kesiminde yer alan Kalus Dağı (2.000 m) dır (Şekil 1.2). Doğubayazıt Havzası bu yükseltiler arasında uzanan bir ova niteliğindedir. Özellikle Şemso Dağı'nın kuzey, Zor Dağı'nın güney eteklerinde sıralı bir şekilde gelişen alüvyon yelpazeler görülmektedir. Ayrıca bölgenin drenaj ağına bağlı olarak şekillendiğini söylenebilir.

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Saz (Kurtkapan) ve kuzeydoğusundaki Gölyüzü (Şeyhli) göllerinin yanı sıra mevsime göre oluşan küçük göller de alanın önemli parçalarıdır. Bu göller dolambaçlı bir dere vasıtasıyla birbirine bağlanır ve göllerin büyük bölümü sazlıklarla kaplıdır. Büyük göllerden, Saz (Kurtkapan) Gölü yüzey akımıyla, Gölyüzü (Şeyhli) Gölü ise Balıkgölü Suyu ve güney batıdaki Tendürek Dağı'ndan gelen mevsimlik derelerle beslenir. Yine bölgenin en önemli deresi Balıkgölü Deresi'dir. Çalışma alanının en kuzeybatısında bulunan Balıkgölü'nden kaynağını alan dere, çalışma alanının güneyini ve orta kesimini kat ederek Gölyüzü Gölü'ne karışmaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1. 2. Çalışma alanı ve civarının morfolojisi.

2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Bu tez çalışması kapsamında Doğubayazıt Fayı'nın segmentasyon haritası yapılarak segmentler boyunca gelişen morfotektonik yapılar belirlenecek ve morfometrik indisler yardımı ile yapılacak analizlerle fayın göreceli aktivitesi ve fayla ilişkin morfo-tektonik evrim ortaya çıkarılacaktır. Çalışma alanı için daha önce yapılmış çalışmaların sayısı az olup daha çok Doğu Anadolu'nun büyük bir kesimini içine alan bölgesel nitelikte çalışmalar yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Yapılan araştırmalarda Doğu Anadolu neotektonik rejimi, 13 milyon yıl önce Arap ve Avrasya plakalarının kıta-kıta çarpışması sonrasında K-G doğrultulu sıkışması ile gelişen kıvrımlı yapı olarak ele alınır. Bilindiği gibi bu kıta-kıta çarpışmasının meydana geldiği bölgede, jeolojik bir yapı olarak Bitlis Zagros Kuşağı adı verilen, İran sınırlarına kadar uzanan ve Güneydoğu Anadolu bölgesini kuzeyden sınırlayan kıvrımlı dağ kuşağı oluşmuştur. Hem Küçük Kafkasya hem de Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı boyunca çarpışma sonrası kıtalar arası yakınsama nedeniyle araya giren alan, Himalaya'daki Tibet platosunda olduğu gibi Doğu Anadolu-İran Platosu olarak sıkıştırıldı yine bölgenin yapısal ve sismolojik olarak karmaşık olduğu farklı araştırmacılar (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Jackson, 1992; Allen ve ark., 2004; Copley ve Jackson, 2006) tarafından ifade edilmiştir.

Erken Pliyosen'in sonlarında neotektonik rejime bağlı Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve bu iki fay arasında kalarak Afrika okyanusal litosferine doğru saat yönünün tersine hareket etmeye başlayan Anadolu Plakacığı olmak üzere 3 ana yapının meydana geldiği belirtilmiştir (Hempton, 1987; Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Koçyiğit ve ark. (2001), Anadolu Plakacığı'nın hareketi ile ilgili bu görüş doğrultusunda, Geç Miyosen sonu ile Erken Pliyosen sonu arasındaki dönemde, sıkışma-kısalma ile temsil edilen tektonik rejimin, ancak Bitlis Kenet Kuşağı boyunca etkin olabileceğinden sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin yerini, sıkıştırılmalı-genişlemeli türdeki neotektonik rejime bıraktığını ve yeni tektonik rejimin yaşını Pliyo-Kuvaterner olarak belirtmektedir. Yazar yeni tektonik rejime bağlı olarak bölgede KB ve KD uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı faylar, D-B doğrultulu ters/bindirme fayları,

K-G yönelimli normal faylar, D-B yönlü kıvrımlar ve önemli volkanik merkezlerin konumunu belirleyen K-G yönlü açılma çatlakları geliştiğini belirtmiştir.

Doğu Anadolu'nun kabuk yapısı üzerine son yıllarda gerçekleştirilen bazı çalışmalarda (Şengör ve ark., 2003; Keskin, 2003; Türkelli ve ark., 2003; Sandvol ve ark., 2003; Al-Lazki ve ark., 2003; Zor ve ark., 2003; Angus ve ark., 2006) ise Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığının daha önceden düşünülenin aksine 55 km civarında olmadığı, ortalama 45 km civarında olduğu, bölge genelindeki topoğrafik yüksekliğin domsu genel bir yükselmeye bağlı geliştiği, günümüzde devam eden bir dalma-batma sürecinin büyük bir çoğunlukla hiç yaşanmadığı, bununla birlikte kabuk içerisinde yer yer düşük hız zonlarının bulunduğu sonuçlarına da ulaşılmıştır.

Çalışma alanında, MTA tarafından yapılmış haritalama çalışmaları dışında Yılmaz ve ark. (1998), tarafından Ağrı ve Tendürek volkanlarına yönelik çalışmalar yapılmıştır. Doğu Anadolu'daki Kuvaterner yaşlı genç ana volkanların ilk çok yönlü tanımlamasını yaptıkları söz konusu çalışmalarında, bölgedeki volkanizma-tektonik ilişkilerini ele almış Doğu Anadolu'daki stratigrafik istif de ayrıntılı olarak değerlendirmişlerdir. Ayrıca bölgenin volkano-tektonik amaçlı bazı bölgesel çalışmaları içerisinde (Leonardi ve ark., 1997; Karakhanian ve ark., 2002 ve 2004) çalışma sahasının tektonik durumu da tartışılmıştır. Yine bölgede yaşanan kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak bölgedeki Neotektonik deformasyon Neojen-Kuvaterner volkanik kayaçların paleomanyetik çalışmaları ile ortaya konulmuştur.

Bölgede blok rotasyonlarına ilişkin Hisarlı ve ark. (2015), tarafından yapılan çalışmada Arap Levhası'nın yarattığı çarpışma etkisine bağlı olarak Doğu Anadolu'da geniş bir alanda birkaç fay bölgesinin (Van, Kars, Anadolu, Pondit ve Arap Blokları) oluştuğunu ve yine çarpışmaya bağlı olarak Anadolu Bloğunun saat yönünün tersine, Van Bloğu'nun ise saat yönünde rotasyonu ile ayrıca Van Bloğu'nun Pondit Bloğu'na doğru kuzeye hareketinin bir geri durma oluşturduğunu bunun da Kars Bloğu'nun saat yönünde küçük dönüşler sağladığını öne sürmüşlerdir.

Buraya kadar Doğubayazıt Fayı'nın içinde yer aldığı Doğu Anadolu Bölgesi'ne ilişkin daha geniş ölçekte bir literatür sunulmuştur. Bundan sonra Doğubayazıt özelinde yapılmış çalışmalara yer verilecektir.

Görür ve ark. (1998), Doğubayazıt ve çevresinin jeolojisi ile ilgili Türkiye'nin okyanusal paleotektonik ünitelerinden Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı'nın geniş bir

alanda yayılım gösterdiği Doğu Anadolu bölgesinde yer aldığını belirtmişlerdir. Yine aynı çalışmada Türkiye'nin Triyas-Miyosen Paleocoğrafya Atlası çalışması kapsamında Doğu Anadolu stratigrafik istifile birlikte yığılma karmaşığını da ele almışlardır.

Doğubayazıt çevresinde yapılmış bir diğer çalışma da Menekşe (2008) tarafından genç volkanik yapılar ve diri faylarla donatılı Doğubayazıt (Ağrı) çevresinde tektonik aktivitelere bağlı olarak gelişen olası yüzey deformasyonlarının, SAR İnterferometrisi tekniği kullanarak belirlenmesidir. Bu çalışmada özellikle 2 Temmuz 2004 tarihinde Ağrı ili Doğubayazıt ilçesinin kuzeyinde meydana gelen 5.2 büyüklüğündeki depremin dış merkezi olarak açıklanan Yığınçal köyü yakın çevresindeki yüzey deformasyonları ölçülmüştür. Bu ölçüm sonuçlarına göre deprem dış merkez lokasyonlarının hatalı olduğu, 5 km daha doğuya kaydırılmaları gerektiği vurgulanmıştır.

Koçyiğit ve ark. (2001), Anadolu Plakası dışında kuzeydoğuda Küçük Kafkasya'nın güney dağ cephesine yakın Sevan Gölü ile Van Gölü'nün güney kıyı ovası arasında 800 km'lik alanda bir dizi sağ yanal doğrultu atımlı fay ve fay zonları geliştiğini belirtmişlerdir. Bölgede kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan sağ yanal (Pambak-Sevan, Iğdır, Balıkgölü, Doğubayazıt, Tutak, Karayazı, Çaldıran, Erciş ve Yüksekova Fay Zonları), kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan sol yanal faylar (Aşkale, Dumlu, Çobandede, Digor, Kağızman, Başkale Fay Zonları), D-B yönünde gelişen bindirme fayları (Muş-Gevaş Bindirme Zonu ve Gürpınar Bindirme Fayı) dır.

Jackson (1992) ve Copley ve Jackson (2006)'na göre bölgede yer değiştirmenin çoğunu doğrultu atımlı faylar oluştururken geri kalan kısmını bindirme fayları kontrol etmektedir. Bu bölgede gelişen faylar genelde birbirlerine paralel, nispeten kısadır. Farklı morfolojilere sahip olmakla beraber tarihsel ve aletsel sismik dönemlerde kaydedilen yıkıcı depremlere neden olmuşlardır. Bu fayların geometrileri, kinematiki, yaşları ve jeolojik kayma hızları üzerine farklı detaylara sahip çeşitli çalışmalar yayınlanmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Philip ve ark., 1989; Şaroğlu ve ark., 1992; Trifonov ve ark., 1996; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve ark., 2001; Philip ve ark., 2001; Hessami ve ark., 2003; Karakhanian ve ark., 2004; Dhont ve Chorowicz, 2006; Copley ve Jackson, 2006; Solaymani Azad ve ark., 2011; Emre ve ark., 2013; Rizza ve ark., 2013; Sağlam Selçuk ve ark., 2016).

Reilinger ve ark. (2006) ve Djamour ve ark. (2011), tarafından yapılan uzun süreli GPS ölçüm tabanlı katı blok modellemesine göre Küçük Kafkas Tektonik Bloğu (LCT), Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu (DAST)'ın kuzeyinde yer almaktadır. Tektonik açıdan hareketli olan bu bölgede yer alan Doğubayazıt Fayı, ilk defa Şaroğlu, (1985) tarafından çalışılmıştır. Daha sonra Şaroğlu ve ark., (1987), tarafından yapılan çalışmada Ağrı Zor (Kale) ve Tendürek Dağları arasında genel olarak kuzey 50 batıya doğru uzanan fay bölgesinin, 76 km uzunluğunda ve 15 km genişliğinde bir deformasyon bölgesinden, birçok segmentten oluştuğunu ifade etmiş ve Doğubayazıt-Gürbulak Fayı olarak belirtmişlerdir. Yine sırası ile Koçyiğit ve ark. (2001), Doğubayazıt Fay Zonu, Emre ve ark. (2012), tarafından Türkiye Diri Fay Haritası çalışmalarında Doğubayazıt Fayı ve son olarak Gürbüz ve Şaroğlu (2018), tarafından Doğubayazıt-Maku Fay Zonu olarak belirtilmiştir.

Yerkabuğunun derinliklerinde etkili olan iç süreçler, yeryüzünde farklı jeomorfolojik izler bırakmaktadır. Bu izlerin araştırılmasında tektonik ve jeomorfolojik gelişim arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılmasında sıklıkla morfometrik analizler kullanılmaktadır. Çalışma alanında şimdiye kadar yapılmış bir morfometri çalışması bulunmamaktadır. Ancak dünya genelinde yapılmış birçok çalışmada bu yöntemler kullanılmıştır. Morfometri çalışmaları ile ilgili geliştirilen yöntemler ve diğer çalışmalara ilişkin bilgiler materyal ve metod bölümünde yer almaktadır.

3. MATERYAL VE METOD

Bu çalışma, uzaktan algılama, arazi çalışmaları ve segmentler boyunca jeomorfik indislerin uygulanması şeklinde yürütülmüştür.

3.1. Uzaktan Algılama ve Arazi Çalışmaları

Çalışma alanına ait 8 adet (I51c1-2-3-4, I52d3-4, J52a1-2) 1/25.000 ölçekli pafta, Harita Genel Müdürlüğü'nden elde edilen sayısal renkli hava fotoğrafları ve Google Earth üzerinden bölge ile ilgili uzaktan algılama çalışmaları yapılmıştır. Harita Genel Müdürlüğü'nden elde edilen sayısal renkli hava fotoğrafları, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nde öğretim Üyesi Doç. Dr. Cengiz ZABCI yardımıyla, Agisoft Metashape Professional 1.7.3 Build 12337 x64 Multilingual programı üzerinden fotogrametri çalışmaları yapılarak bölgenin yüksek çözünürlüklü Sayısal Yüzey Modeli (SYM) oluşturulmuştur. Oluşturulan bu model üzerinden araziye ilişkin morfolojik çıkarımlar yapılmış ve Doğubayazıt Fayı'na ilişkin gözlem noktaları belirlenmiştir.

16.08-22.08.2021 tarihleri arasında gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında oluşturulan SYM Avenza Maps harita uygulaması programına entegre edilerek önceden sayısal yükseklik modeli üzerinden belirlenen gözlem noktalarında arazi boyunca gözlemler yapılmıştır. Yaklaşık 10 gözlem noktasında yapılan incelemelerde morfolojik yapılar (ötelenme, alüvyal yelpaze, fay düzlemi vb.) belirlenmiş ve bu noktalarda ölçümler yapılmıştır. Yapılan ölçümler bölgenin 1/25.000 ölçekli topografik haritasına işlenmiştir. Doğubayazıt Fayı'na ilişkin geometrik segmentasyon yapılabilmesi için topografik değişiklikler, fayın doğrultusundaki değişimler incelenmiştir. Yine fayın morfolojisinin belirleyici parçalarından olan ve fay boyunca uzanan bazaltlar yakından incelenmiştir. Ayrıca çalışma alanının genel jeolojisine ilişkin incelemeler yapılmış büro çalışmaları sırasında çözümlemeler yapmak üzere gerekli notlar alınmıştır.

3.2. Aktif Tektonik Çalışmaları ve Çalışmada Kullanılan Morfometrik İndisler

Birçok fayı ortaya çıkaran en belirgin kanıtlar, bölgenin morfolojik özellikleri, drenajı, insan yapımı yapılarında (yollar, boru hatları, bahçe çitleri) meydana gelen ötelenmeler, litolojisi ve bitki anomalileri olabilir. Ancak bu yapılar çoğu zaman bölgede meydana gelen erozyona maruz kaldıklarından tanınmaları zorlaşabilir. Bir bölgenin drenaj ağı genellikle açıklayıcıdır ancak tek başına yeterli kanıtlar sunmazlar. Bunun için başka kanıtlar ile desteklenmesi gerekir. Bu kanıtlar fay türüne göre farklılıklar göstermekle beraber doğrultu atımlı faylar boyunca gelişen başlıca kanıtlayıcı yapılar ötelenmiş dere ve kanalları, çizgisel vadiler, basınç sırtları, kafası kesik dere kanalları, fay gölleri, sapmış nehirler olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu çalışmada fayların tanımlanmasında kullanılan jeolojik kriterlerden morfotektonik özelliklerden faydalanılmıştır.

Bugüne kadar yapılan araştırmalar, faylar boyunca meydana gelmiş olan aktivitelerin yeryüzünde farklı jeomorfolojik kanıtlar bıraktığını göstermektedir (Bull, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Gordon, 1998; Giamboni ve ark., 2005). Bu kanıtların yorumlanmasında en fazla kullanılan yöntemlerden biri morfometrik analizlerdir. Morfometrik analizler, jeomorfik süreçlerin ve yeryüzü morfolojisinin gelişiminde tektonik aktivitenin etkisinin araştırılmasında kullanılan en önemli araçlardan biridir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve ark., 1984; Keller, 1986; Zovoili ve ark., 2004; Cooley ve ark., 2009). Elde edilen sayısal veriler, büyük alanların jeomorfolojik evriminin anlaşılmasında veya aktif fay segmentlerinden hangisinin daha aktif olduğunu tanımlamak amacıyla kullanılabilir (Strahler, 1952; Herrera, 1998; Hurtrez ve ark., 1999; Keller ve ark., 2000; Azor ve ark., 2002; Font ve ark., 2010; Gürbüz ve Gürer, 2008; Yıldırım ve Karadoğan, 2011; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Topal, 2012; Avcı ve Günek, 2015; Sağlam Selçuk, A. 2016; Özsayın, 2016; Topal ve Özkul, 2017; Topal, 2019; Kul, 2020; Eski ve ark; 2020; Zabcı, 2020; Sağlam Selçuk ve Kul 2021).

Morfometri çalışmalarında en sık kullanılan analizlerden biri Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri (HE)'dir. Pérez-Peña ve ark. (2009), tarafından Callhypso uzantısı geliştirildi ve bu uzantı Dijital Yükseklik Modellerinden (DEM) çoklu hipsometrik eğrileri çıkarmak için ArcGIS'in tamsayı veri modeli özelliklerini ve toplama algoritmalarını kullanarak geliştirilen yeni ve kolay bir model olarak kabul görmüş durumdadır. Son yıllarda, Shahzad ve Gloaguen (2011), tarafından TecDEM

adlı MATLAB tabanlı bir uygulama geliştirilmiş ve bu uygulama morfometri çalışmalarında sıklıkla kullanılmaya başlanmıştır. MATLAB’ da uygulanan ve tektonik jeomorfoloji özelliklerini dijital yükseklik modellerine uygulayan TecDEM, nehir akış parametrelerini analiz etmek için kullanılmaktadır.

Çalışma alanının morfotektonik özellikleri göz önünde bulundurularak belirlenen morfometrik analizler, Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri (HE), Drenaj Havzası Şekli (Shp), Asimetri Faktörü (AF) ve Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn) indisleridir. Bu indisler ile bir alanın olgunluk, aşınma süreçlerinden ne derecede etkilendiği, tektonizmanın etkisine bağlı olarak havzalarda morfolojik değişimler ve eğimlenmeye bağlı olarak drenaj ağlarında da yer değiştirmelerin başladığı bilinmektedir. Yine bir havzada eğim ve alan ilişkisi göz önünde bulundurularak yükselme hızı hakkında yorum yapılabileceği, bölgede uzun ve kısa vadeli, iklim değişikliklerini belirlemek mümkündür.

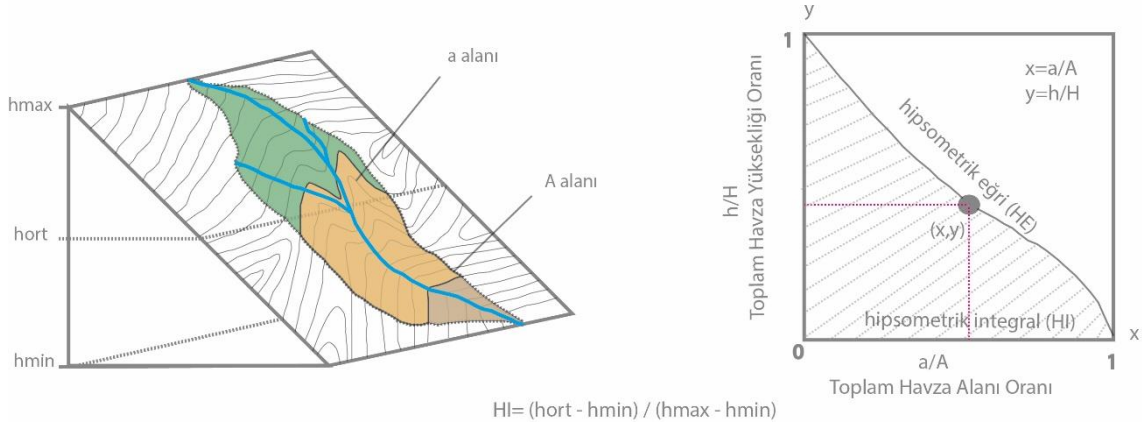
Bu çalışmada, çalışma alanının 1/25000’lik topoğrafik haritalarından elde edilen SYM üzerinde CBS tabanlı programlar kullanılarak morfometrik analizler yapılmıştır. SYM’de oluşan boşluklar enterpolasyon yoluyla (Tool-Fillsinks vb.) doldurularak homojen bir veri elde edilmiştir. Çalışma sırasında bölgenin drenaj havzaları ve akarsu ağı hem SYM üzerinden hem de topoğrafik haritalarda yer alan drenaj ağları üzerinden oluşturulmuştur. Bu şekilde bölgenin drenaj ağı ve havzaları en iyi şekilde oluşturulmaya çalışılmıştır. Drenaj havzaları ve akarsu ağı için ArcGIS altında çalışan Archydro tool uzantısı kullanılmıştır.

3.2.1. Hipsometrik integral (HI) ve hipsometrik eğri (HE)

Hipsometrik analiz, bir drenaj havzasının tektonizma karşısında evrimi hakkında bilgi vermektedir. Bu analiz son yıllarda jeomorfoloji, hidroloji ve aktif tektonik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Ciccacci ve ark., 1992; Lifton ve Chase, 1992; Ohmori, 1993; Willgoose, 1994; Willgoose ve Hancock, 1998; D’Alessandro ve ark., 1999; Chen ve ark., 2003; Yıldırım, 2014; Özkaymak, 2015; Özsayın, 2016; Sağlam Selçuk ve Düzgün, 2017; Topal, 2019; Eski ve ark., 2020; Zabcı, 2020; Sançar, 2021).

Bu analiz iki değer ile ifade edilmektedir. Hipsometrik eğri, havza içindeki alan ve yükselimin dağılım ilişkisini temsil ederken, hipsometrik integral ise hipsometrik

eğri altında kalan alan olarak tanımlanır (Şekil 3.1). Bu iki değerle havzanın morfolojisine göre 3 farklı sınıfta değerlendirilir. Havza dışbükey bir eğri sunmuşsa buradaki HI değerleri 0.5'ten büyüktür ($HI > 0.5$). Bu durum, havzanın olgunlaşma evresinin başında ve genç olduğu, tektonizmanın aşınma süreçlerinden fazla olduğunu ifade etmektedir. Elde edilen eğri S şekilli ise buradaki HI değerleri 0.3'ten büyük, 0.5'ten küçüktür ($0.3 < HI < 0.5$). Bu durumda havza olgunlaşma evresinin ortalarında ve tektonizma ile aşınma süreçleri dengededir. Eğer elde edilen eğri içbükey ise buradaki HI değerleri 0.3'ten küçüktür ($HI < 0.3$). Bu durumda ise havza, olgunlaşma sürecini tamamlamış, yaşlı ve aşınma süreçlerinin tektonizmadan fazla olduğu evrededir (Strahler, 1952; Walcott ve Summerfield, 2008).



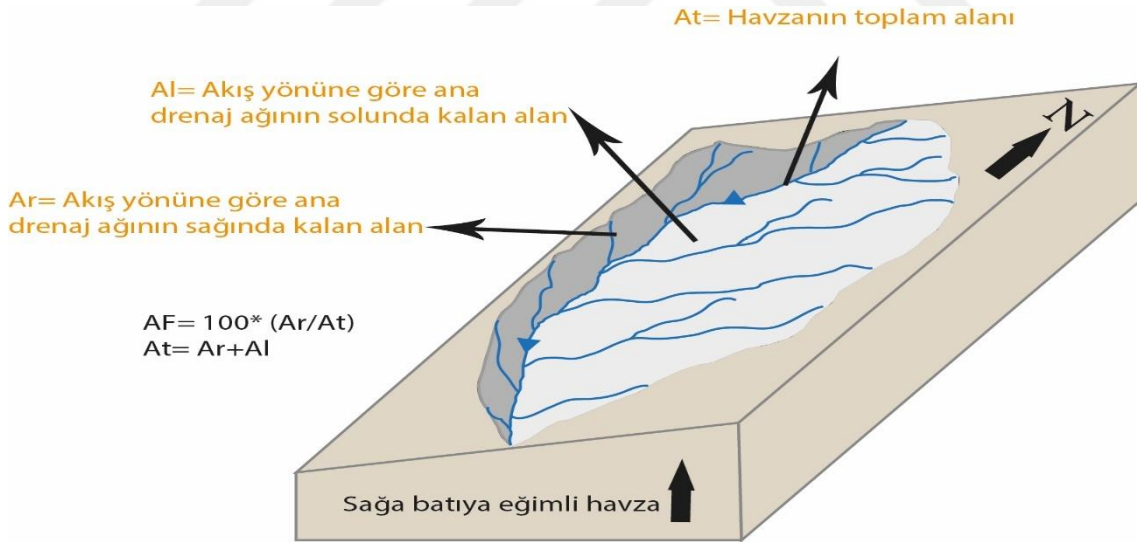
Şekil 3.1. Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri şematik gösterimi ve hesaplama formülü (Keller ve Pinter, 2002; Eski ve ark., 2020'den değiştirilerek alınmıştır).

3.2.2. Drenaj havzası asimetrisi (AF)

Bu yöntem, bir havzayı şekillendiren drenaj ağının tektonizmanın kontrolünde gelişip gelişmediğini anlamak için yöntemlerinden biridir (Cox, 1994; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). Tektonik olarak hareketli olan havzalarda zamanla bir eğimlenme meydana gelir ve bu eğimlenmeye bağlı olarak drenaj ağları da eğim yönüne bağlı olarak göç etmeye başlayarak yeniden konumlanırlar (Şekil 3.2). Bu durumu şöyle açıklamak gerekirse eğimin fazla olduğu tarafa doğru ana derenin de eğimlenerek mevcut konumunu terk edip yeniden konumlanması beklenir. Böylelikle tektonizmanın hızı ve türü drenaj ağı üzerinde bir çarpılma etkisi yaratır (Hare ve Gardner, 1985).

Bu indis hesaplamasında 50'nin altındaki veya üstündeki AF değerleri, havzanın tektonizmanın etkisinde ve asimetrik olduğunu gösterir (Pérez-Peña ark., 2010). 50'nin altında çıkan değerler ana dere akış yönünün soluna, 50'nin üstünde çıkan değerler ana dere akış yönüne göre sağa eğimlenen havza anlamına gelmektedir. Hesaplanan AF değerleri 50 civarında ise bu bölgenin tektonizmanın etkisinde olmadığını dolayısıyla drenajda da asimetrinin olmadığını göstermektedir.

Hesaplanan AF sonuçlarını, havzada eğimlenme derecelerine göre sınıflama yapmak da mümkündür. Bu noktada Pérez-Peña ark., 2010), $AFS=50-(100(Ar/At))$ denklemini kullanarak AFS sonuçlarını dört bölümden oluşan bir sınıflama oluşturmuştur. Bunlar; $AFS<5$ (simetrik havzalar), $AFS=5-10$ (hafif asimetrik havzalar), $AFS=10-15$ (orta dereceli asimetrik havzalar) ve $AFS>15$ (yüksek derecede asimetrik havzalar)'dır. Ayrıca akarsu göçü ile ilişkili olan AF hesaplamalarının da kaya dayanımı ile direkt ilişkisi bulunmaktadır. Cox (1994)'un yapmış olduğu çalışmada, havzanın asimetrisine neden olan drenaj ağının göçüne, tektonik nedenlerin olabileceği gibi drenaj ağının içinden geçtiği düşük dayanımlı kayaların da sebep olabileceğini belirtmiştir.

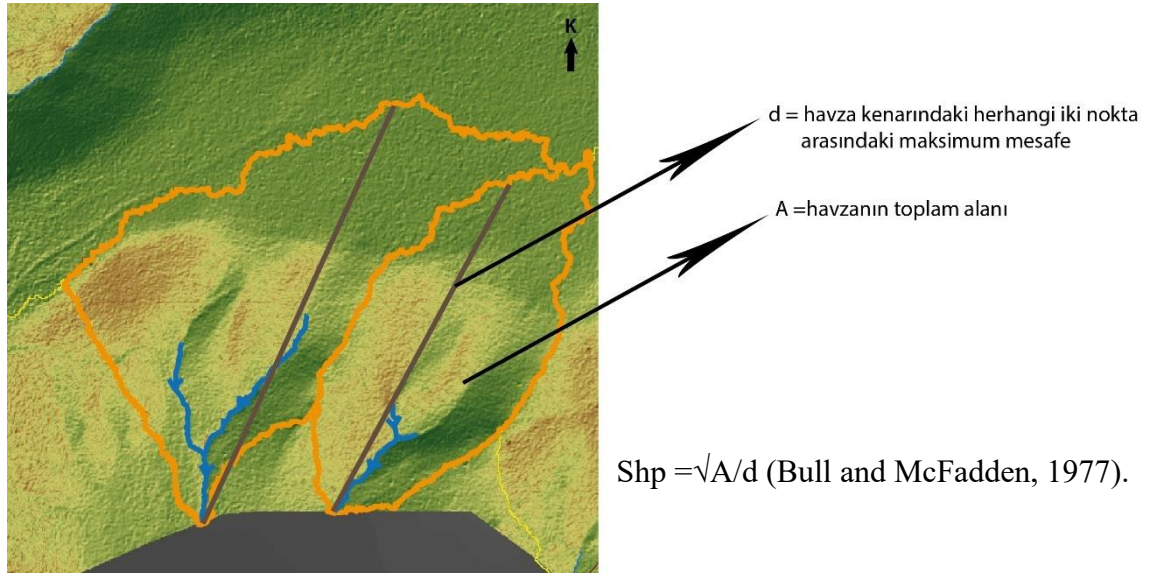


Şekil 3.2. Asimetri faktörünün tektonik blok üzerinde ana akım yönünün sağ ve solundaki alanda gözlenen değişimin şematik gösterimi ve AF hesaplama formülü (Rawat ve ark., 2021'den değiştirilerek alınmıştır).

3.2.3. Drenaj havzası şekli (Shp)

Drenaj havzasının şekli indeksi, tektonik jeomorfolojide tanımlayıcı bir indis olarak kullanılmaktadır. Bir havzada ana akım kolunu besleyen su kaynaklarını direk

kontrol eden ve hidrolojik olarak havzanın dinamikleri hakkında bilgi veren bir yöntemdir. Uzama oranı olarak ta bilinen Shp, drenaj havzasının şeklini ve morfolojinin olgunluğunu tanımlar (Bull ve McFadden, 1977; Kale ve Shejwalkar, 2008). Tektonik faaliyetlerden etkilenen havzalar genellikle daha uzamış bir şekle sahiptirler. Bunun yanında dairesel şekilli drenaj havzaları genellikle tektonik durgunluk sırasında gelişir (Bull ve McFadden, 1977). Shp aşağıdaki gibi hesaplanır:



Şekil 3.3. Drenaj havzası şekli hesaplama şematik gösterimi.

3.2.4. Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn)

Yer yüzeyinin şekillenmesinde nehir kanallarının önemi büyüktür. Nehir kanallarının değişimi bölgenin tektoniği, iklimi ve aşınması hakkında önemli ipuçları verirler (Hack, 1957; Whipple ve ark., 2013). Eğimi yüksek olan nehir kanallarının bölgede meydana getirdikleri aşınmanın fazla olduğu (Gilbert, 1877; Davis, 1892) ve burada bir yükselimin olabileceği bu yükselimin de tektonizma ile açıklanabileceği bilinmektedir (Hack, 1960). Bir nehir kanalı boyunca alınan profillerin analizleri, tektonizma ve aşınma arasındaki ilişkinin anlaşılması için kullanılan morfometrik araçlardır. Eğim alan ilişkisinden kaynaklanan normalize kanal diklik indeksi, kanal profillerinin değişimi, farklı kayaç yükselme hızlarına maruz kalan bölgeleri, ana kaya litolojisinin etkisi ve erozyon aşamalarının tanımlanmasında kullanılmaktadır (Whipple ve Tucker, 1999; Wobus ve ark., 2006; Kirby ve Whipple, 2012; Perron ve

Royden, 2013). Bunlardan yola çıkarak Flint (1974) tarafından kanal eğimi (S) ve kaynak alanı (A) arasında geçerli ve aktif tektonizma ile açıklanabilen “Güç Yasası” önerilmiştir (Şekil 3.4). Bu yasa aşağıdaki parametrelerden oluşmaktadır.

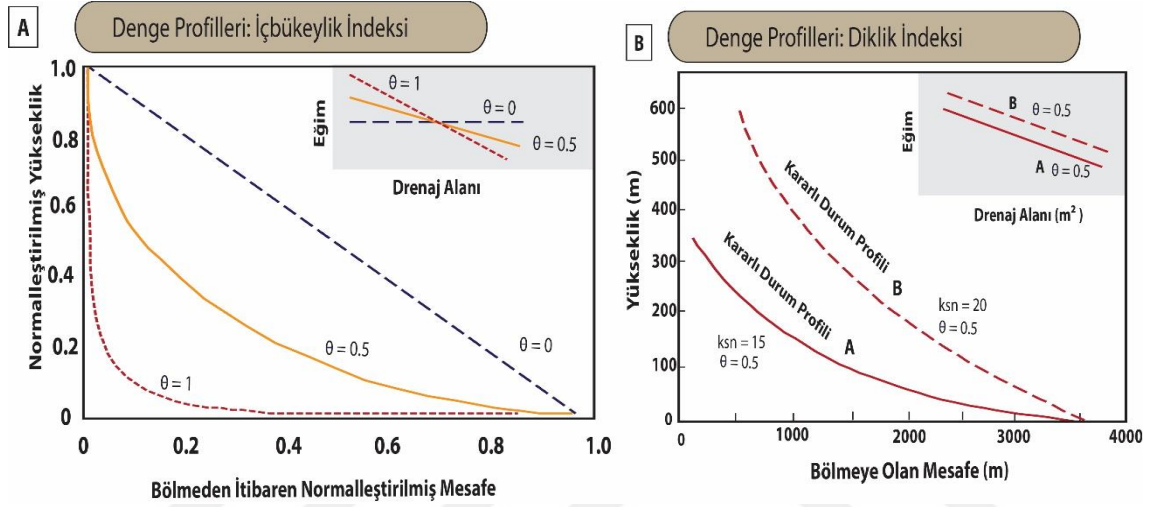
$$S = k_{sn} A^{-\theta}$$

S = Kanal eğimi

A = Drenaj alanı

k_{sn} = Diklik indeksi

θ = Boyuna profilin konkavitesi



Şekil 3.4. Kanal profilinin şematik gösterimi. a. İçbükeylik indeksinin (θ) hem profil şekli hem de eğim alanı üzerindeki etkisini gösteren örnek, b. Farklı diklik indekslerine (k_{sn}) sahip aynı içbükeylik indekslerine (θ) sahip iki profilin karşılaştırılması (Whipple ve Tucker, 1999; Duvall ve ark., 2004; Kirby ve Whipple 2012’den değiştirilerek alınmıştır).

Normalleştirilmiş kanal dikliği indeksi (k_{sn}) değerlerinin yüksek olması tektonizmaya maruz kalmış alanları işaret ederken ayrıca aşınma oranının yüksek olduğunu ve yüksek eğimlere sahip nehir kanallarının olduğunu belirtir (DiBiase ve ark., 2010; Kirby ve Whipple, 2012).

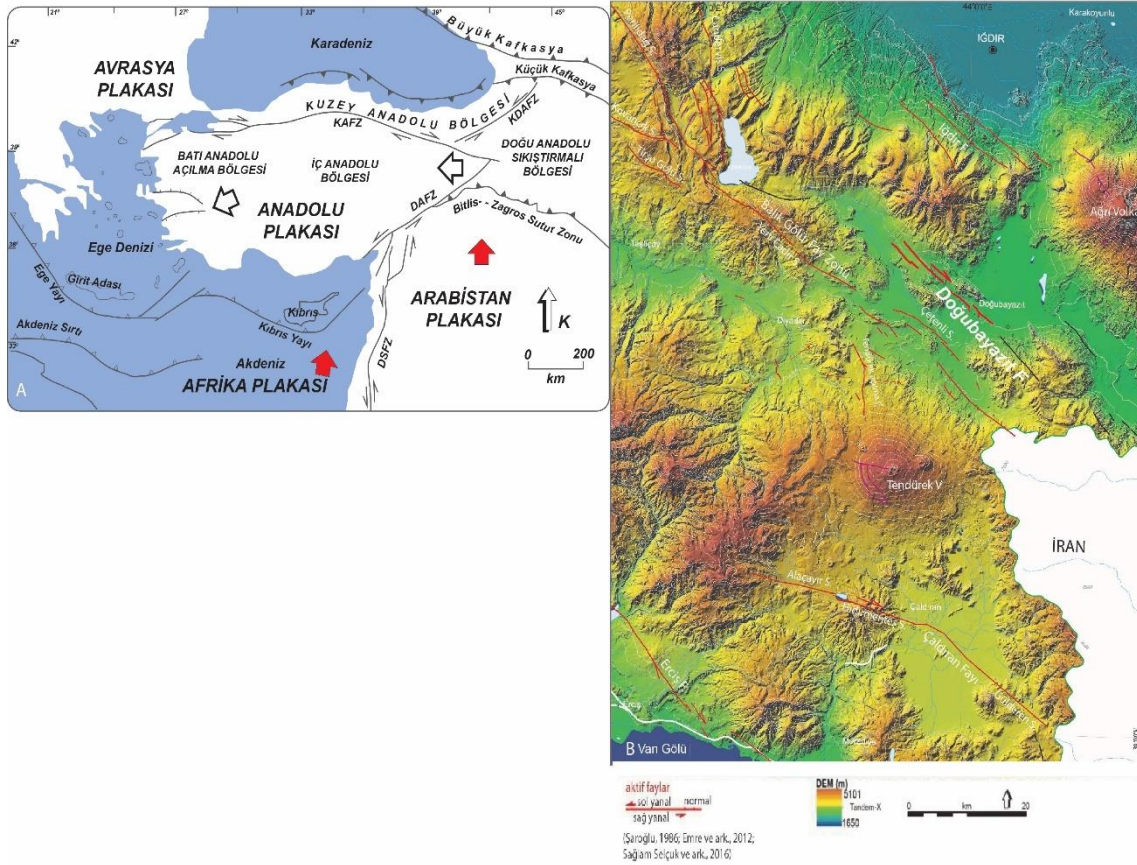


4. BULGULAR

4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi

Tez çalışmasının bu bölümünde ülkemizin neotektonik rejiminin bölgesel ölçekten yerel ölçeğe doğru nasıl şekillendiğine ilişkin sonuçlardan bahsedilecektir. Orta Miyosen'de Tetis Okyanusu'nun kapanması ile beraber Arabistan ve Avrasya kıtalarının yakınsama hareketi ülkemizde yeni bir tektonik rejimi başlatmıştır. Bu yakınsama hareketi ile Anadolu Plakası'nın batıya kaçışına neden olmuş ve böylelikle Türkiye'nin tektoniği, birçok ana yapının ve tektonik rejimin etkisi altında şekillenmeye başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Jackson, 1992; Allen ve ark., 2004; Copley ve Jackson, 2006). Bu yapılar, Batı Anadolu Açılma Provansı, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu, Bitlis Zağra Kenet Kuşağı ve Doğu Anadolu Sıkıştırılmalı Tektonik Bloğu'dur (Şekil 4.1a).

Arap ve Avrasya levhalarının yakınsama hareketine bağlı olarak Doğu Anadolu'daki son okyanusal litosfer yitimi uğramış (Okay ve ark. 2010) ve Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP) oluşumuna başlamıştır. Arap ve Avrasya Levhaları arasında gerçekleşen bu hareket sonucunda bu bölgede bir yükselme ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir. Bu bölge 2 km yüksekliğindeki Türkiye İran Platosu olarak sıkıştırıldı (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve ark., 1987) ve bu yükselim günümüzde de devam etmektedir. Böylelikle bu bölge yeni tektonik rejimin etkisi altında şekillenmeye başlamıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Zağra Kent Kuşağı tarafından sınırlanan DAST (Şengör ve ark., 1985; Barka, 1992), içerisinde bazı tektonik ürünler gelişmiştir (Şekil 4. 1b). Bu rejimin en önemli ürünleri KB ve KD uzanımlı doğrultu atımlı faylar, D-B doğrultulu ters/bindirme fayları, K-G yönlü normal faylar, D-B yönünde gelişen kıvrımlı yapılar ve havzanın batısında ve kuzeyinde meydana gelen volkanik aktivitedir (Koçyiğit ve ark., 2001).

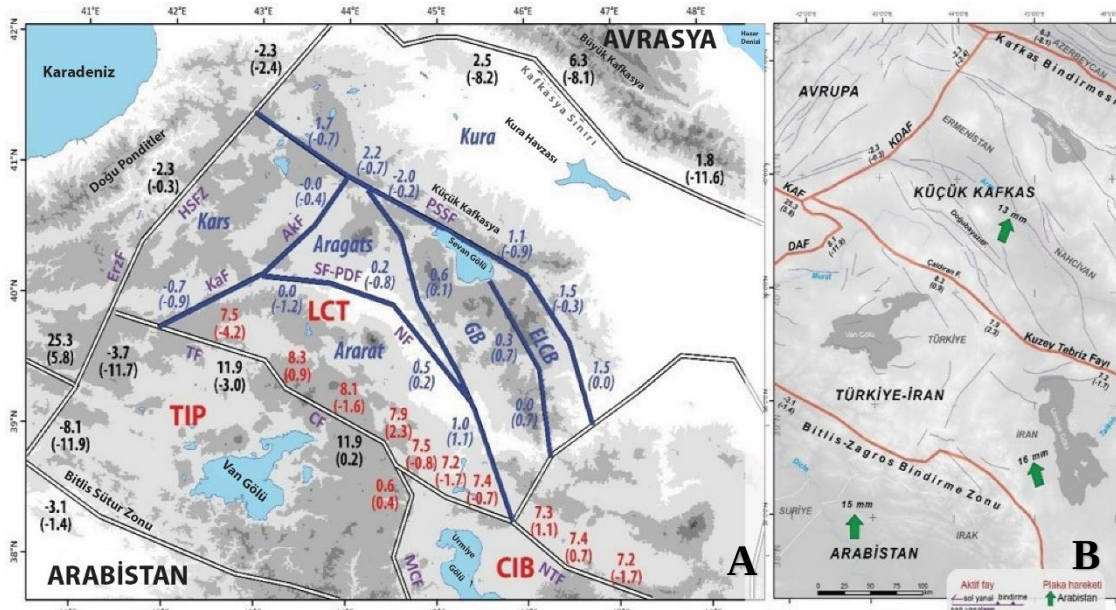


Şekil 4.1. Türkiye'nin Neotektoniği ve Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu'nun konumu (Şengör ve ark., 1985; Barka, 1992), a. Neotektonik Rejime bağlı olarak gelişen ana yapısal unsurlar, b. Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu içerisinde gelişen faylar ve volkanik çıkışlar (Şaroğlu, 1985; Emre ve ark., 2012; Sağlam Selçuk ve ark., 2016 'dan değiştirilerek alınmıştır).

Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu, son yıllarda yapılan uzun süreli GPS ölçümleri tabanlı katı blok modellemeleri ile daha küçük tektonik bloklara ayrılmıştır (Reilinger ve ark., 2006; Djomour ve ark., 2011) (Şekil 4. 2a). Çalışma alanımızın içerisinde yer aldığı Küçük Kafkas Tektonik Bloğu güneyinde Türkiye İran Bloğu (TIP), kuzeybatıda Kars Bloğu (KB), Kuzeydoğuda Aragat Bloğu (ARB) tarafından sınırlandırılmıştır. Farklı kayma hızlarına sahip bu bloklardan Küçük Kafkas Tektonik Bloğu güneyde Çaldıran Fayı, kuzeybatıda Kağızman Fayı ve doğusunda Nahçıvan Fayı tarafından sınırlandırılmıştır. Doğubayazıt Fayı'nın da içerisinde yer aldığı bu blok, yıllık yaklaşık olarak 13 mm hızla kuzeydoğuya doğru hareket etmektedir (Şekil 4.2b). Yine bu blok içerisinde ve bölgenin içsel deformasyonunu kontrol eden bazı doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Bu faylar Van Gölü'nün kuzeyinde yer alan Erciş Fayı,

Çaldıran Fayı, Balıkgölü Fayı, Iğdır Fayı, Tutak Fayı, Nahçıvan Fayı ve Sevan Gölü'nün kuzeyinde yer alan Sevan Pembak Fayı'dır. Bu bölgedeki yani Kuzeybatı İran, Küçük Kafkasya ve Doğu Türkiye'deki fayların açık bir kanıtı olmamasına rağmen genel olarak birbirleri ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Saber ve ark., 2019). Doğubayazıt Fayı'nın konumu değerlendirildiğinde, Doğubayazıt Havzası'nın iki tarafı fayın segmentleri tarafından sınırlandırılmıştır. Doğubayazıt Havzası bu segmentler arasında gelişen bir çekme havzası olarak gelişmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986).

Geç Miyosen sonu ve Erken Pliyosen'e kadar sıkışmalı gerilmeli tektonik rejim ile kontrol edilen Doğu Anadolu, Erken-Geç Pliyosen'de yerini sıkışmalı açılmalı tektonik rejime bırakmıştır (Koçyiğit ve ark., 2001). Bu yeni tektonik rejim ile beraber bölgedeki volkanizmanın son basamağının Geç Miyosen'den tarihsel zamanlara kadar devam ettiği bilinmektedir (Keskin ve ark., 1998; Yılmaz, 1990; Al-Lazki ve ark., 2003). Yine volkanizma Ağrı, Tendürek, Etrüsk, Aladağ, Süphan ve Nemrut gibi büyük volkanik sistemler ve açılma çatlakları boyunca etkili olmuştur (Oyan, 2018). Türk Tipi çarpışma sonrası magmatizmanın bulunduğu yerlerden biri, Doğu Anadolu yüksek platosudur ve platonun altında çoğunlukla Rodop-Pondit magmatik yayının güneyinde oluşan Geç Kretase-Oligosen Doğu Anadolu Yığınlaşma Kompleksi bulunur (Şengör ve ark., 2008). İnceleme alanımız olan Doğubayazıt Fayı da Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının geniş bir alanda yayılım gösterdiği Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer almaktadır.



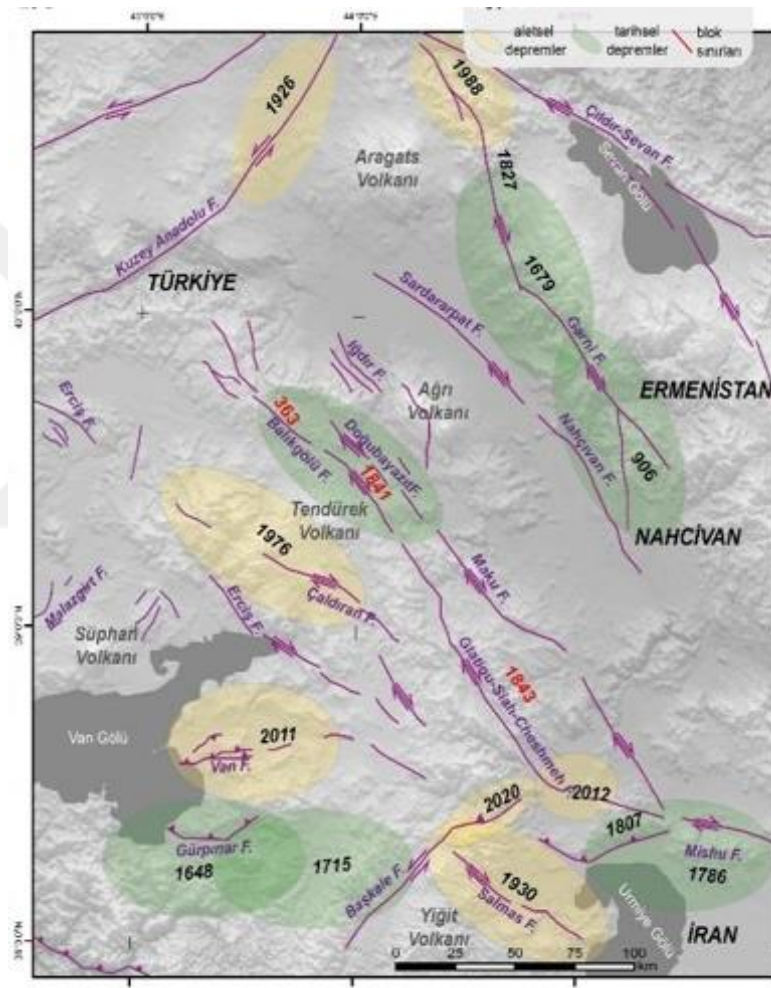
Şekil 4.2. a. GPS ölçümleri tabanlı katı blok modellemeleri ile elde edilen tektonik bloklar, b. Tektonik bloklara ait kayma hızları (Reilinger ve ark., 2006; Djomour ve ark., 2011’ den değiştirilerek alınmıştır).

4.2. Bölgenin Depremselliği

DAST içerisinde K-G yönlü sıkışmaya bağlı olarak bölgenin deformasyonunu kontrol eden farklı türde faylar gelişmiştir. Genel olarak bölgede Van Gölü'nün doğu kesimini bindirme fayları kontrol ederken daha kuzeye doğru fayların doğrultu atımlı fay karakterinde geliştiği görülmektedir. Faylar üzerinde tarihsel dönemlerden günümüze kadar yıkıcı etkide depremlerin olduğu bilinmektedir (McKenzie, 1972; Toksöz ve ark., 1978; Tan ve Taymaz, 2006; Tan ve ark., 2008; Ambraseys, 2009; Berberian, 2014). Bölgedeki sismik aktivite bölgenin depremsellik açısından sahip olduğu risklere işaret etmektedir. Bölgenin deprem kayıtları ile ilgili yapılan incelemelerde meydana gelen depremlerin şiddetli ve can kayıplarına neden olduğu belirtilmiştir.

Tarihsel ve aletsel dönemde Doğubayazıt ve yakın çevresinde şiddetli ve can kaybına neden olan depremlerin varlığı bilinmektedir (Şekil 4.3). 363 yılında meydana gelen depremde Doğubayazıt'ın tamamen yıkıldığı büyük can kayıplarının yaşandığı 8 Mayıs 1841 yılında saat 13:00'te Doğubayazıt'ta meydana gelen bir sarsıntının büyük hasara yol açtığı ve bu sarsıntının Nahçıvan ve Tiflis'ten hissedildiği 19 Eylül 1852 yılında Doğubayazıt'ta önemli bir sarsıntının meydana geldiği ancak sarsıntının ayrıntılarına ilişkin bir kaydın olmadığı belirtilmiştir (Ambraseys, 2009). Yine

Doğubayazıt ve çevresinde 1900 yıllardan bu yana büyüklüğü 4 ile 7,3 arasında değişen birçok deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.3). 24 Kasım 1976 Çaldıran Depremi ($M_s=7.3$), 23 Ekim 2011 Van Depremi ($M_s=7.2$) ve 23 Şubat 2020 tarihinde Khoy ($M_s=5.9$)’da meydana gelen ve Başkale’de de yıkıma neden olan depremlerde 4.454 kişi hayatını kaybetmiş ve yüzlerce yapı yıkılmıştır (AFAD). Ayrıca bu bölgede, devamı olduğu düşünülen ve İran sınırına kadar uzanan faylar üzerinde de tarihsel ve aletsel dönemlerde depremler meydana gelmiştir.

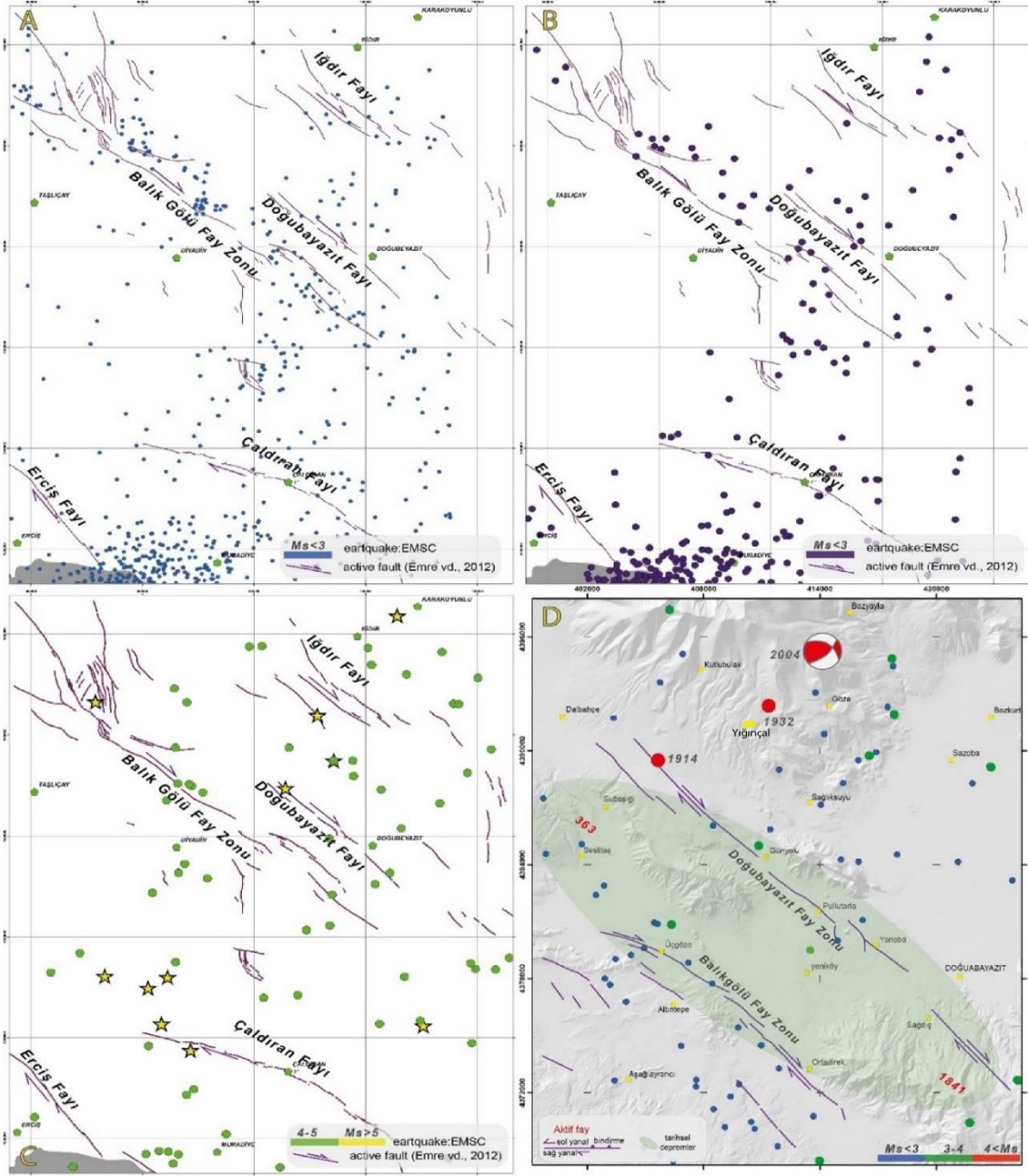


Şekil 4.3. Doğubayazıt ve yakın çevresinde gelişen faylar üzerindeki tarihsel ve aletsel depremler (yeşil renkle belirtilen yerler tarihsel depremleri, sarı renkle belirtilen yerler de aletsel dönem depremleri göstermektedir) (AFAD, USGS ve EMSC’den alınmıştır).

Çalışma alanı içerisinde aletsel dönem depremleri incelendiğinde Doğubayazıt Fayı'na paralel bir şekilde uzanan faylar üzerinde meydana gelen ve $M_w < 3$ olan depremlerin Balıkgölü Fayı boyunca ve Doğubayazıt Fayı ile Iğdır Fayı arasında

yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.4a). $3 < M_w < 4$ olan depremlerin ise Doğubayazıt Fayı'nın güneyinde yer alan Balıkgölü Fayı'nın kuzeyi ve güneydoğusunda yoğunlaştığı (Şekil 4.4b), M_w : 4-5 olan depremlerin dağılımları bu faylar etrafında değişmekle beraber ve $M_w > 5$ ' ten büyük depremlerin daha çok Doğubayazıt Fayı'nın güneyinde meydana geldiği görülmektedir (Şekil 4.4c). Bu bölgede 11.08.1914 ($M_w=5.4$), 15.03.1932 ($M_w=5.4$), 02.07.2004 ($M_s=5.1$) tarihlerinde meydana gelen depremler, kayıtlara Doğubayazıt depremleri olarak geçmiştir (Şekil 4.4d). Ancak bu depremlerin, hasar kayıtları göz önünde bulundurulduğunda Doğubayazıt Fayı ya da Balıkgölü Fayı'na bağlı olarak mı geliştiğine ilişkin net bir veri bulunmamaktadır. 02.07.2004 tarihinde meydana gelen depremin odak noktası, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerine göre Doğubayazıt Fayı'nın yaklaşık olarak 9 km kuzeydoğusunda bulunmaktadır. Meydana gelen bu depremde 18 kişi hayatını kaybetmiş ve 32 kişi de yaralanmıştır. Bu depremin hasar raporlarına göre yıkımların daha çok yığma yapıların bulunduğu Yığınçal, Sağlıksuyu, Karabulak, Sazoba ve Göktepe köylerinde yaşandığı görülmektedir. Ancak depremin odak noktasına yakınlığı nedeni ile yıkımların ve can kayıplarının en fazla yaşandığı köy Yığınçal köyüdür (Tapan ve ark., 2005).

Bölgenin tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları bir bütün olarak değerlendirildiğinde sismik olarak oldukça aktif olduğu görülmektedir. Bu bölgenin deformasyonunu kontrol eden faylardan biri olan Doğubayazıt Fayı üzerinde ve civarında yoğunlaşan depremlerin varlığı bu fayı sismik olarak önemli kılmaktadır.



Şekil 4.4. Doğubayazıt Fayı ve civarının aletsel dönem depremleri haritası, a. Mavi noktalar $M_s < 3$ olan depremler, b. Mor noktalar $3 < M_s < 4$ olan depremler, c. Yeşil noktalar $4 < M_s < 5$ olan depremler ve sarı yıldızlar $M_s > 5$ olan depremler, d. Doğubayazıt Fayı ve civarının tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki gösterimi (Deprem odak noktaları EMSC, USGS, AFAD; aktif faylar Emre ve ark., 2012'den derlenmiştir).

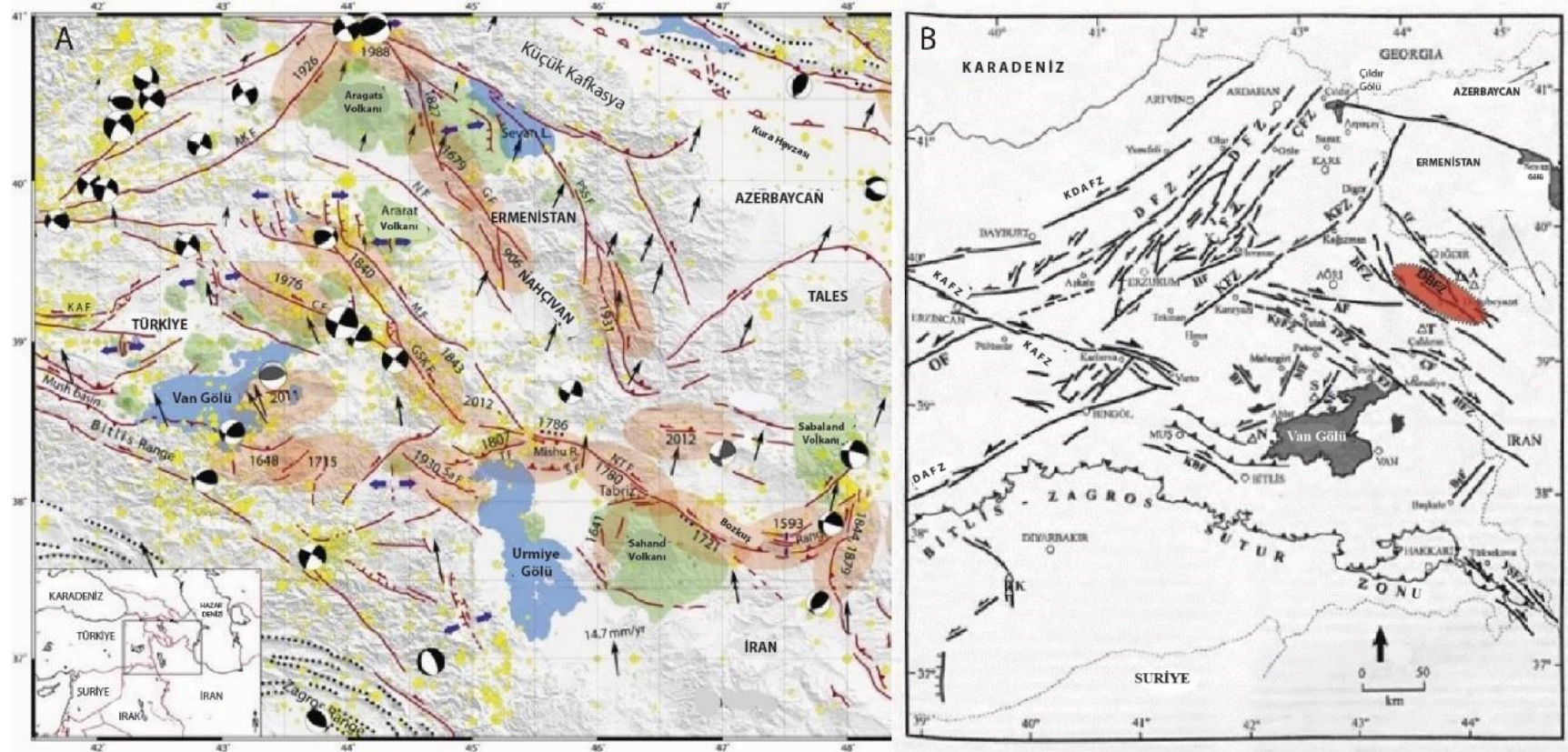
4.3. Doğubayazıt Fayı'nın Tektonik, Morfolojik ve Geometrik Özellikleri

Aktif faylar boyunca çok çeşitli morfolojik yapılar meydana gelir ve bu yapılar yerin derinlerindeki tektonik süreçler hakkında önemli bilgiler verirler. Bu anlamda tektonik süreçler sonucunda meydana gelen morfolojik yapıların araştırılmasında tektonik jeomorfolojiden faydalanılır. Bir fayın morfolojik ve geometrik özelliklerinin iyi tanımlanması o bölgenin tektonik aktivitesi ve bölgenin jeomorfolojik evriminin ortaya çıkarılmasında önemlidir. Özellikle bir faya ilişkin yapılacak segmentasyon çalışması sismik tehlike değerlendirmeleri için önemli bir parametredir. Doğrultu atımlı fay sistemlerinin segmentasyonu, fay yayılımlarının konumu, yönü ve uzunluğunun kontrolünde de kritik bir rol oynar (Segall ve Pollard, 1980; De Joussineau ve ark., 2007). Fay yayılımları, doğrultu atımlı faylar etrafındaki ikincil gelişen faylarında hasar dağılımını ve geometrik ve istatistiksel özelliklerini etkiler (Flodin ve Aydın, 2004; Myers ve Aydın, 2004; De Joussineau ve Aydın, 2009). Ayrıca, doğrultu atımlı fay mimarisi, fay sistemleri boyunca kayma ve gerilmenin yeniden dağılımını etkiler ve hasar bölgesi dağılımı için önemli sonuçlar doğurur (Cartwright ve ark., 1995; Knott ve ark., 1996; De Joussineau ve Aydın, 2007, 2009; Finzi ve ark., 2009). Segmentasyon, deprem tehlikesinin olasılı değerlendirmesinde, depremin maksimum büyüklüğünün ne olacağının ve güçlü yer hareketlerinin tahmininde, fay ve fay zonları üzerinde kırılmanın ne zaman başlayıp sona erdiğinin tespitinde, deprem ve faylanma mekanizmasının anlaşılmasında ve bir fay üzerinde meydana gelen yapısal düzensizliklerin belirlenmesinde kullanılan önemli bir yöntemdir (Segall ve Pollard, 1980; Sibson, 1985, 1986; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Akı, 1989; Harris ve ark., 1991; Harris ve Day, 1999; Otsukı ve Dılov, 2005; Wesnousky, 2006; Shaw ve Dieterich, 2007). Bu nedenle bir fayın farklı segmentleri üzerinde yapılacak analizler farklı sonuçlar verebilir. Bu durum da her bir segmentin bölgenin deformasyonunu ne derecede kontrol ettiğini önemli kılmaktadır. Çalışmamın bu bölümünde Doğubayazıt Fayı'nın tektoniği, yapılan uzaktan algılama ve arazi çalışmaları sırasında fay boyunca gözlenen morfolojik yapılar ile segmentasyon çalışmalarına yer verilecektir.

İlk olarak Şaroğlu (1985) tarafından tanımlanan Doğubayazıt Fayı K50°B doğrultusunda uzanan sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 4.5a, b). Daha sonra sırası ile Doğubayazıt-Gürbulak Fayı (Şaroğlu ve ark., 1987), Doğubayazıt Fay Zonu

(Koçyiğit, 2001), Doğubayazıt Fayı (Emre ve ark., 2012), Doğubayazıt- Maku Fay Zonu (Gürbüz ve Şaroğlu, 2018) olarak tanımlanmıştır. Bu faya ilişkin en kapsamlı çalışmalar (Şaroğlu, 1985; Şaroğlu ve ark., 1987; Gürbüz ve Şaroğlu, 2018) tarafından yapılmıştır. Şaroğlu ve ark. (1987), 76 km uzunluğunda ve 15 km genişliğinde bir deformasyon bölgesi ve birçok segmentten oluştuğunu ayrıca KB'daki Pliyosen yaşlı Zor Dağı ve Doğubayazıt Ovası'nın Kuvaterner alüvyonlarını keserek ilerlediğini belirtmişlerdir. Gürbüz ve Şaroğlu (2018), fayın Ağrı Yanardağı'nın (Ağrı Dağı) lavlarından ve ofiyolitik melanjdan güneydoğuya doğru geçerek ilerlediği Ağrı Dağı'nın yakınındaki lav akıntılarının genç olması nedeniyle fay bölgesinin bu lav akıntılarını yeterince etkilemediği Doğubayazıt Havzası'nın iki tarafının Doğubayazıt fay segmentleri ile sınırlı olduğunu ifade etmişlerdir. Yine Zor Dağı'nın Güney eteklerinde doğuya doğru İran'daki Maku Fayı olarak devam ettiğini belirtilmiştir.

Doğubayazıt Fayı, Balıkgölü Fay Zonu ve Iğdır Fayı arasında gelişmiş yaklaşık olarak K35°-42°B doğrultusunda uzanan ve bölgenin içsel deformasyonunu kontrol eden sağ yanal doğrultu atımlı faylardan biridir. Bu bölgedeki fayların genel olarak İran'a doğru uzantıları olmakta ve Doğubayazıt Fayı da İran'a doğru Maku Fayı olarak devam etmektedir (Şekil 4.5a). Bu nedenle 60 km uzunluğunda olmasına rağmen bölgenin tektonik evriminde büyük rol aldığı düşünülmektedir. Yaklaşık 60 km uzunluğunda bir deformasyon zonundan oluşan bu fay Doğubayazıt İlçesi'nin kuzeybatısında yer alan Dalbahçe mevkiinden başlayıp güneydoğusunda yer alan ve İran sınırına yakın Ganisipi mevkiine kadar devam eden çok sayıda segmentten oluşmaktadır (Çakar ve ark., 2022).

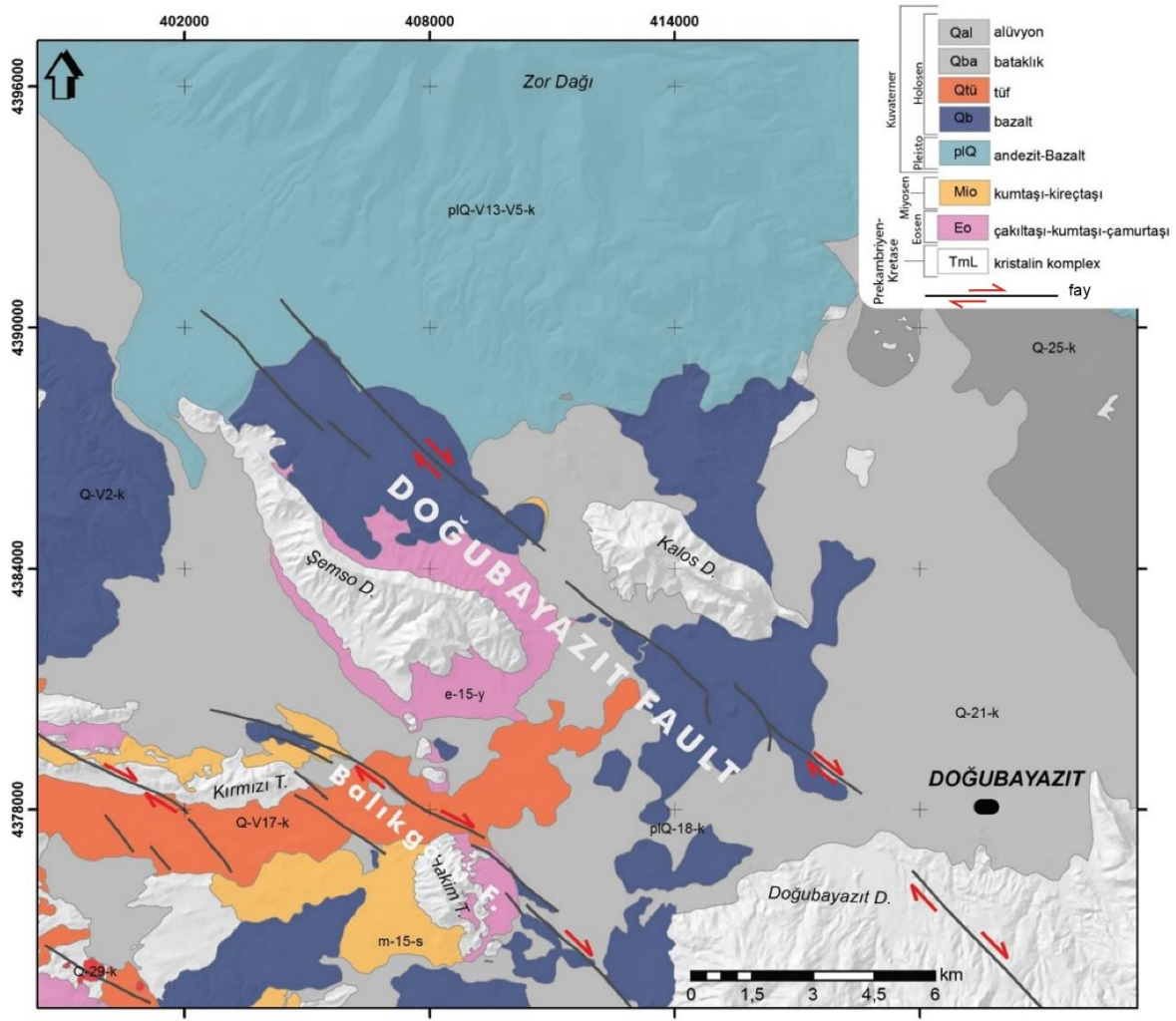


Şekil 4.5. DAST içerisinde gelişen faylar, a. Doğubayazıt Fayı'na paralel gelişen ve İran'a doğru devamı olduğu düşünülen faylar (Solaymani Azad ve ark., 2015'ten değiştirilerek alınmıştır), b. Doğubayazıt Fayı'nın konumu (Şaroğlu ve ark., 1987; Koçyiğit, 2001; Bozkurt, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

4.3.1. Doğubayazıt fayı ve civarının jeolojisi

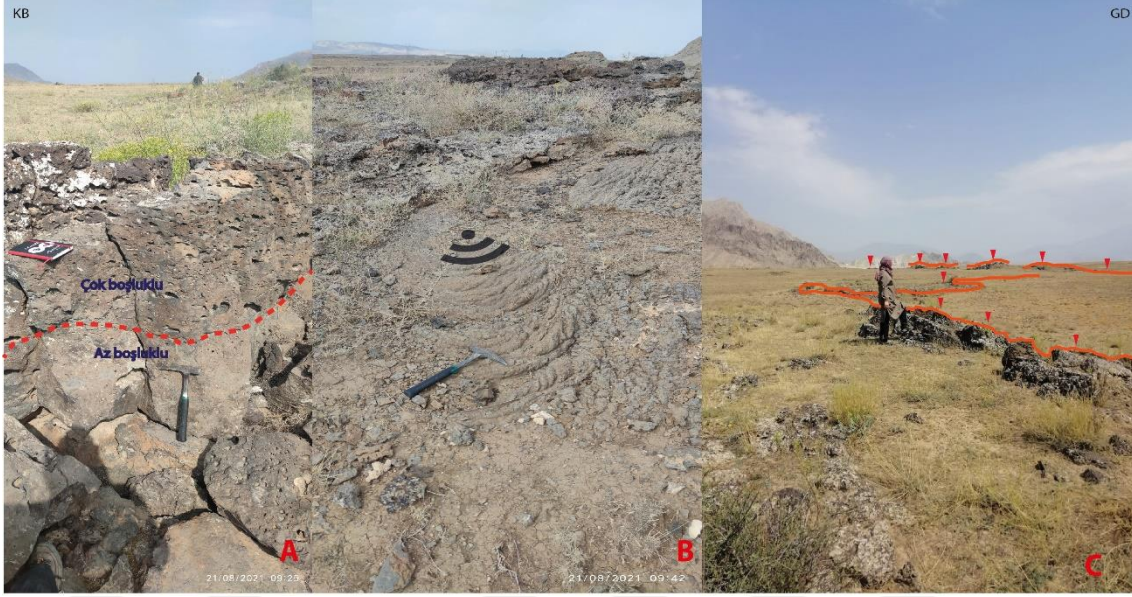
Bu bölgede en geniş kapsamlı çalışma Yılmaz ve ark. (1998) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada Doğu Anadolu'nun Kuvaterner volkanik merkezlerinin jeolojisinin ilk ayrıntılı tanımlanması yapılmıştır. Çalışma alanında yüzlek veren Ağrı ve Tendürek volkanlarının morfolojik yapıları ve lav bileşimlerine yönelik ayrıntılı bilgiler de yer almaktadır. Yine bölgenin volkanizması ve tektoniği arasındaki ilişki de ele alınmış ve bölgenin stratigrafik istifi de ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.

Çalışma alanı genel olarak Ağrı ve Tendürek volkanlarına ait ürünlerden oluşmaktadır. Bölgenin kuzey-kuzeybatı kesimleri Ağrı Volkanı'na ait ürünlerden oluşurken güney-güneybatı kesimleri Tendürek Volkanı'na ait ürünlerden oluşmaktadır. Bölgede en yaşlı olarak temelde Prekambriyen-Kretase yaşlı metamorfikler yer alırken Eosen yaşlı çakıлтаşı-kumtaşı-çamurtaşı, Miyosen yaşlı kumtaşı-kireçtaşı ve Kuvaterner yaşlı andezit, bazalt, tuf ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 4.6).



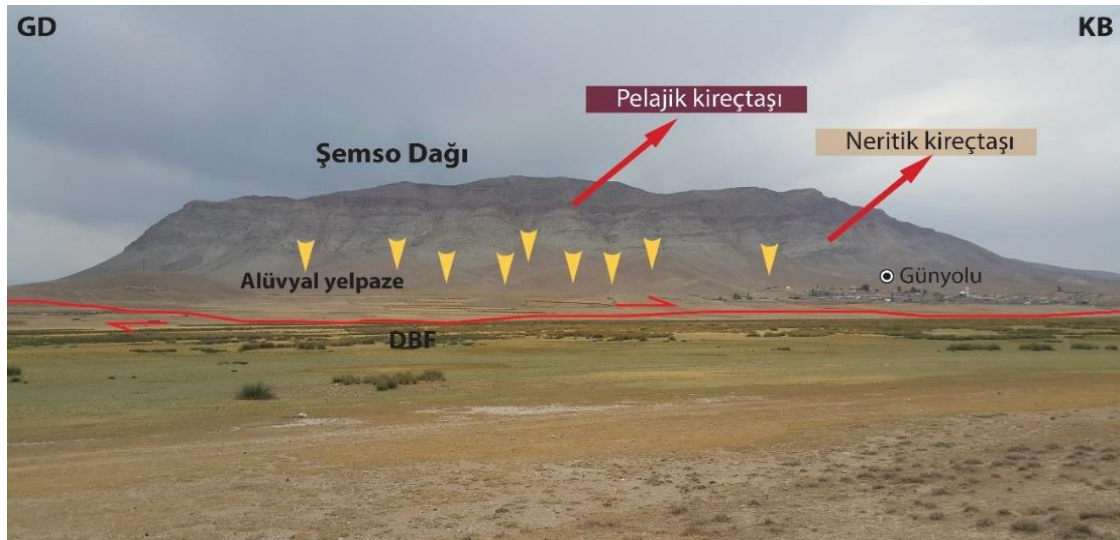
Şekil 4.6. Doğubayazıt Fayı ve civarının jeoloji haritası (Oruç ve ark., 1976 ve Ünal, 2018'den değiştirilerek alınmıştır).

Doğubayazıt Fayı boyunca Ağrı Volkanı'na ait bazalt ve andezit birimleri yer almaktadır. Açılma çatlak boyuncu bazalt örneklerinde güneyden kuzeye doğru altta daha az boşluklu üstte ise boşlukların arttığı görülmüştür (Şekil 4.7a). Gözlenen bazalt çıkışları bazı yerlerde halat tipi akma yapısına sahip noktasal çıkışlar şeklinde görülmüştür (Şekil 4.7b). Fayın orta kesimini oluşturan Pullutarla, Yanoba ve Harabedeğirmen köyleri civarında fay doğrultusu boyunca sırt tipi bazalt çıkışları gözlenmiş bu çıkışlar 'S' yapısı şeklinde bir morfoloji sunmaktadır (Şekil 4.7c). Fayın kuzey blokunda tabakalı bazaltlarda $K20^{\circ}$ - 40° B doğrultusunda değişen açılma çatlak ölçülmüş ve gri renkte bazalt çıkışlarına rastlanmıştır. Bu durum lavın soğuması için alt kesimlerde daha uygun sıcaklık ve basınç koşullarının oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 4.7. Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen bazaltlardan görünüm. a. Alttan üste doğru boşluklu yapının arttığı bazalt çıkışları, b. Halat tipi akma yapısı gösteren noktasal lav çıkışları, c. ‘S’ yapısı sunan tabakalı bazalt çıkışları eğim yönü 15 ° D.

İnceleme sahasının güneyinde yer alan Şemso Dağı eteklerinde çok iyi gelişmiş sıralı alüvyon yelpazeler bulunmaktadır (Şekil 4.8). Bu yapılar sağ yanal olarak ötelenmiştir. Dağın zirvesine doğru neritik ve pelajik kireçtaşı ardalanması görülmektedir.



Şekil 4.8. Çalışma alanı içerisinde yer alan Şemso Dağı ve Doğubayazıt Fayı'nın konumu.

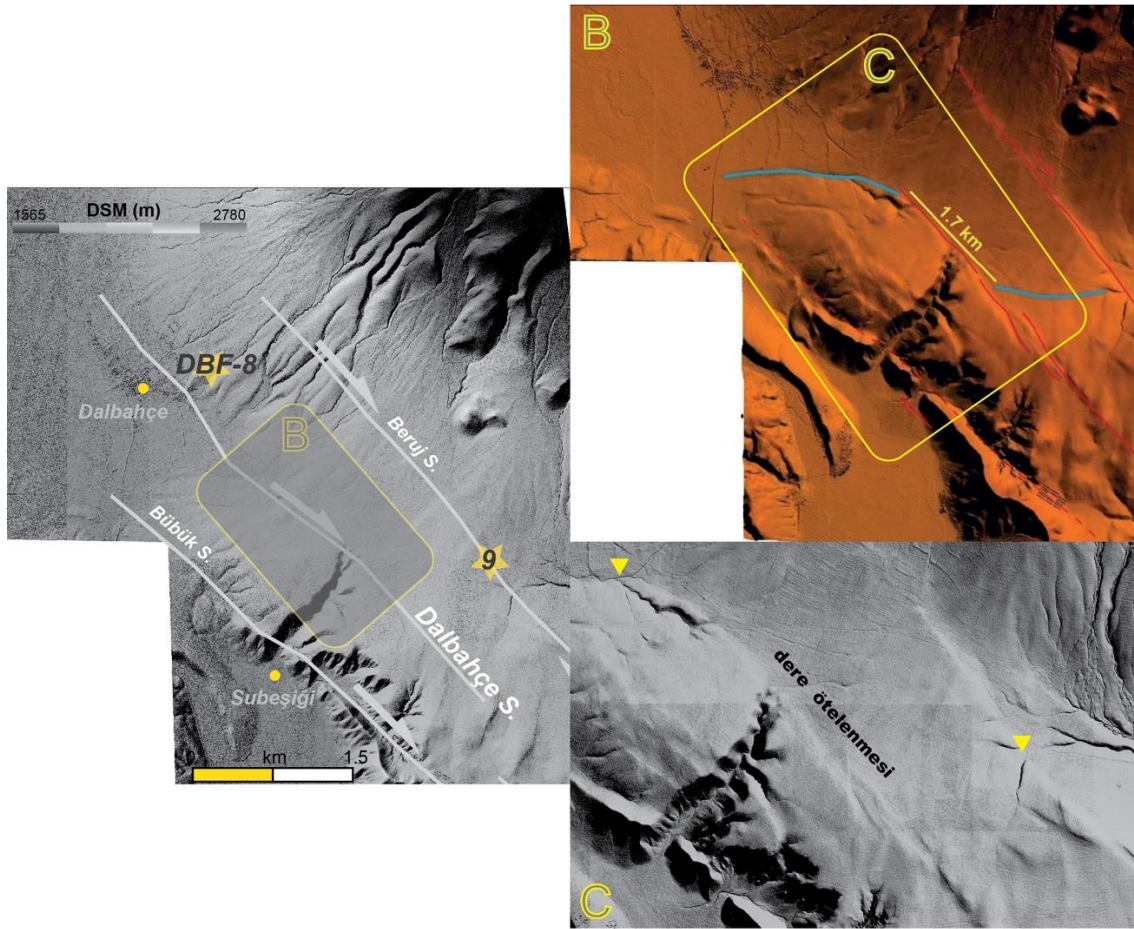
Fayın kuzeyinde yer alan Kalus Dağı, Kretase yaşlı kristalin kompleksten oluşmaktadır. Burada fay izi yaşlı kireçtaşı sınırı boyunca devam etmiş fay dikliği ve düzlemi görülmüştür. Yine bu civarda açılma çatlakları görülmüştür.

4.3.2. Doğubayazıt fayının segmentasyonu

Çalışmada geometrik segmentasyon yöntemi kullanılmıştır. 10 farklı gözlem noktası ve fotogrametri yöntemi ile elde edilen SYM verileri kullanılarak segmentasyon çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.9a, b). Elde edilen verilere göre Doğubayazıt Fayı 11 geometrik segmente ayrılmıştır (Şekil 4.9c). Sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Doğubayazıt Fayı'nın bazı segmentlerinde bindirme bileşenine rastlanmıştır. Segmentlerin daha çok deformasyon alanının kuzeybatı kesiminde birbirine paralel bir şekilde devam ettiği görülürken (Şekil 4.9c), ötelenmelerin de fayın kuzey kesiminde daha fazla olduğu gözlenmiştir. Arazi çalışmaları ve İHA verilerinin fotogrametrik değerlendirilmesi ile elde edilen verilere göre morfotektonik belirteçlerin (dere, morfolojik ve litolojik ötelenmeler, alüvyal yelpaze, uzamış sırt) Dalbahçe, Beruj, Kalus ve Şemso segmentleri üzerinde yoğunlaştığı görülmektedir. Fay boyunca yapılan ötelenme çalışmalarında büyük ve küçük ölçekli olmak üzere sistematik ötelenmelerin olduğu görülmektedir. Özellikle, Kalus Segmenti ve Beruj segmenti üzerinde yaklaşık olarak 1 km ve üzeri morfolojik ötelenme ölçülmüştür. Çalışma alanında çizgisel uzanan bazalt sırtları yer almakta ve bu sırtlar yine Beruj Segmenti tarafından 70-100 m arasında değişen ölçeklerde kesilip ötelenmektedir. Doğubayazıt Fayı boyunca yer alan sırt tipi bazalt çıkışları bazı alanlarda deformasyona uğrayarak, "S" şekilli bir geometri sunmaktadırlar. Çalışmanın bu bölümünde segmentler hakkında daha ayrıntılı bilgiler verilmiştir.

4.3.2.1. Dalbahçe segmenti

Dalbahçe Segmenti, Doğubayazıt Fayı'nın en kuzeybatısındaki segmenti olup yaklaşık olarak 8,27 km uzunluğundadır. Segment kuzeybatı kesimlerinde K40°B doğrultusunda uzanırken güneydoğuya doğru gelindiğinde K48°B doğrultusunda devam etmektedir. DSM görüntüleri üzerinde morfolojik olarak takip edilen (Şekil 4.10a) bu segment, aynı zamanda doğrultusu boyunca litolojik ötelenmelere de neden olmuştur. Genel olarak bölgede hâkim olan andezit ve bazalt birimlerini kesip, ötelediği ve bu alanlarda yer alan volkanik ürünler ve diğer litolojik birimleri de deforme etmiştir. Bu segment üzerinde ölçülen en belirgin ötelenme 1.7 km'lik dere ötelenmesidir (Şekil 4.10b-10c).



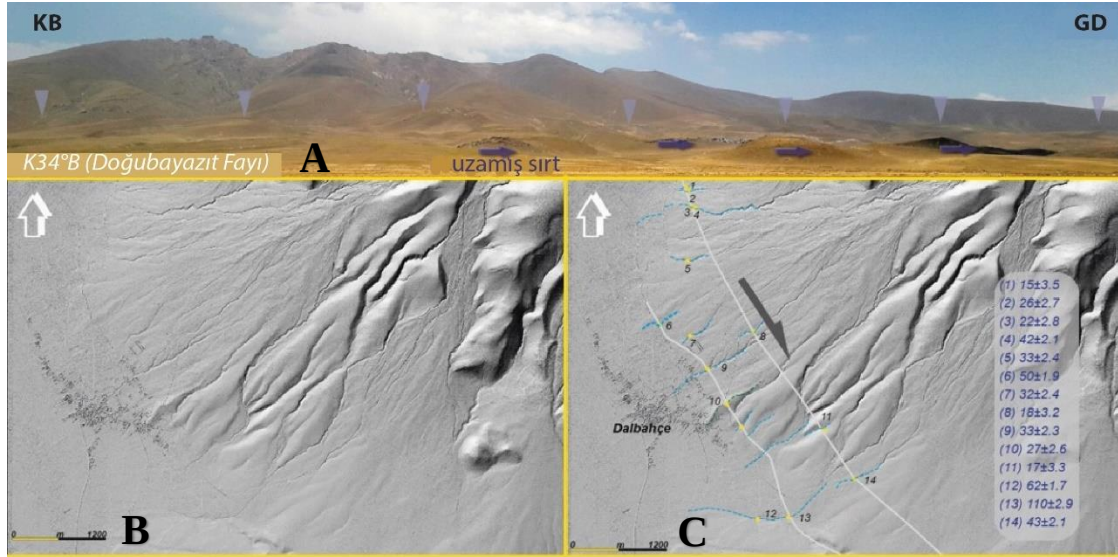
Şekil 4.10. Dalbahçe segmentinin, a. Genel gidişi, b. dere ötelenmesi, c. ötelenmenin DSM üzerinden yakından görünümü.

4.3.2.2. Beruj segmenti

Beruj Segmenti, çalışma alanının en kuzeyinde yer alan yaklaşık 11.50 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Doğubayazıt Fayı'nın segmentleri içerisinde en uzun segment olup, doğrultusu boyunca birden fazla morfolojik yapı sunmaktadır. Bu nedenle, iki kısım altında incelenmiştir. Bunlar kuzeybatı kesimi ve güneydoğu kesimi şeklindedir.

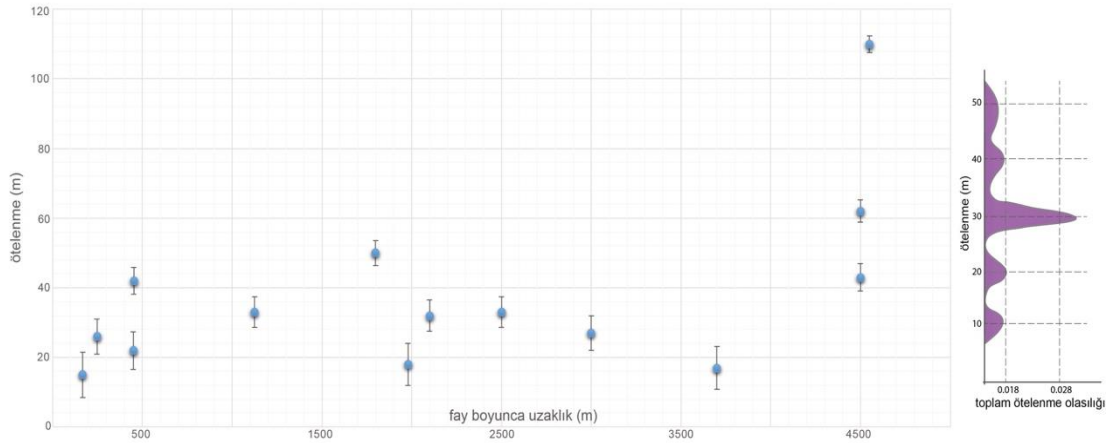
Segment Zor Dağı'nın güney yamaçlarının K34°B doğrultusunda keserek güneydoğuya doğru devam etmektedir (Şekil 4.11). Doğrultusu boyunca paralel gelişmiş uzamış sırtlar, ötelenmiş dereler ve sırt eksenleri ile tipik bir fay morfolojisi sunmaktadır (Şekil 4.11a). Çizgisel olarak DSM görüntüsü üzerinden net olarak takip edilebilen bu segmentin (Şekil 4.11b), üzerinde sistematik olarak dere ötelenmeleri

bulunmaktadır (Şekil 4.11c). Bu ötelenmeler, sadece Beruj Segmentine ait olmayıp, aynı zamanda Dalbahçe Segmentine de aittir. Bu nedenle bu alanda yer alan ötelenmeler birlikte değerlendirilip, küçük ötelenmeler olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.11c).



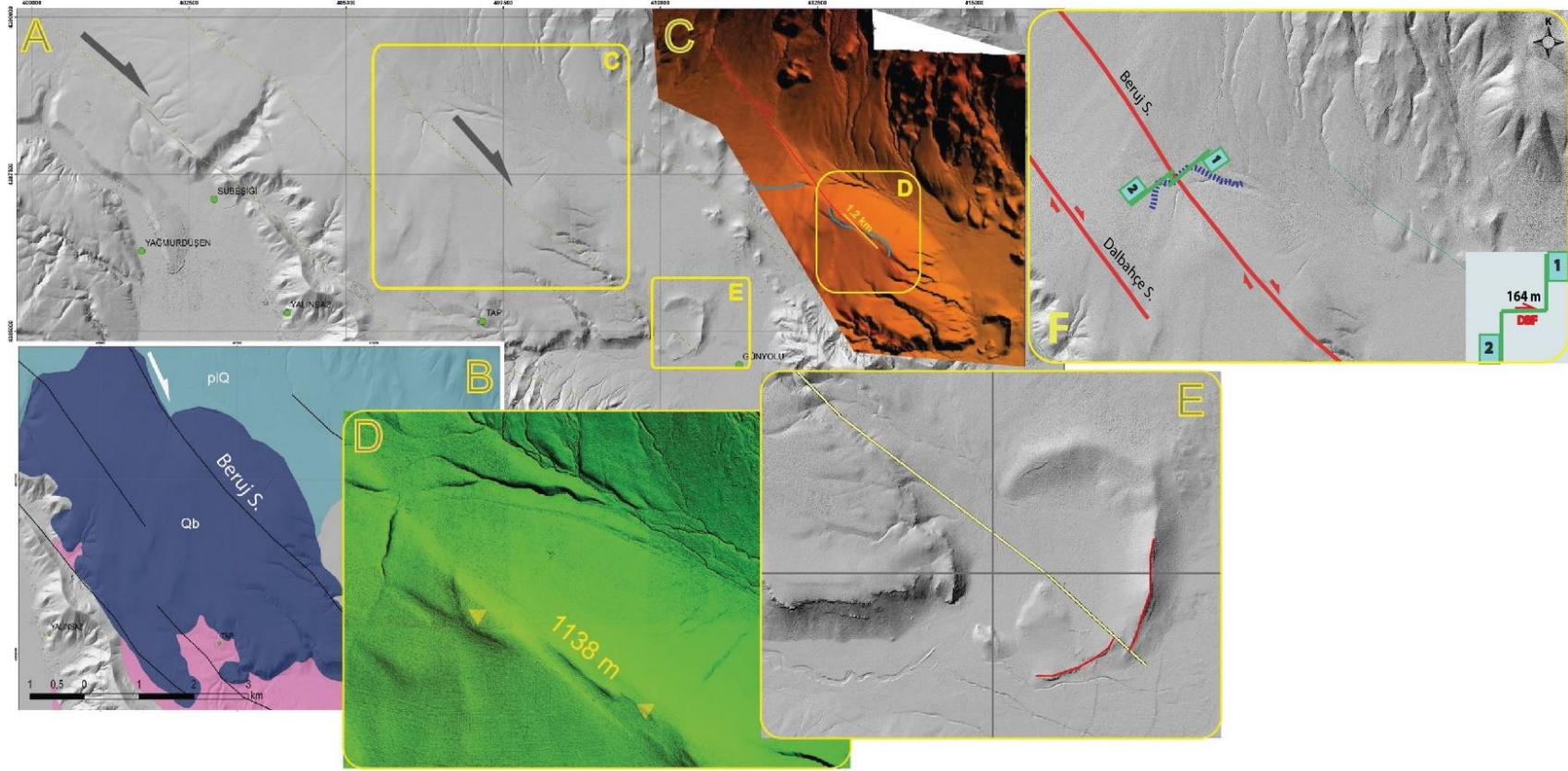
Şekil 4.11. Beruj segmenti doğrultusu boyunca paralel gelişmiş, a. Morfolojik yapıların saha görünümü, b. DSM üzerinden genel gidişi, c. Beruj ve Dalbahçe segmentlerine ait dere ötelenmeleri.

Fayın kuzeybatısında birbirine paralel bir şekilde gelişen Dalbahçe ve Beruj segmentleri üzerinde sistematik bir şekilde sağ yanal çok sayıda dere ve sırt ötelenmesi ölçülmüştür. Segment boyunca ölçülen minimum ötelenme 15 m olup, maksimum ötelenme 110 m civarındadır (Şekil 4.12). Segment boyunca ötelenme dağılımında, kuzey kesimlerde daha küçük ötelenmeler var iken güney kesimlerinde daha büyük ötelenmeler bulunmaktadır (Şekil 4.12). Bölgede ölçülen ötelenmelerin toplam ötelenme olasılığına bakıldığında ise öteleme miktarı 30 m civarında olduğu görülmektedir (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Beruj ve Dalbahçe segmentleri üzerinde gelişen dere ve sırt ötelenmesi dağılımı ve toplam ötelenme olasılığı.

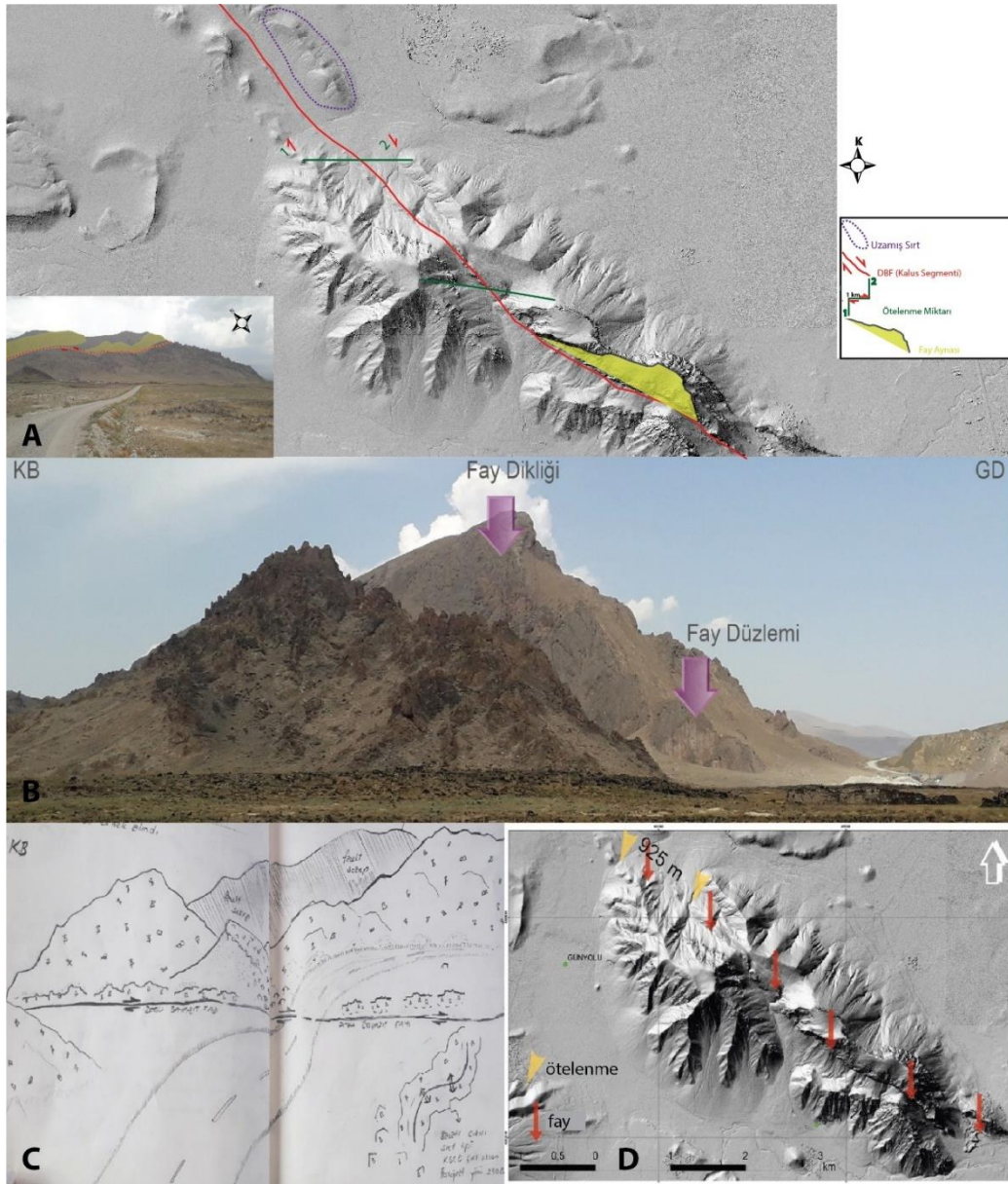
Beruj Segmenti'nin güneydoğu kesimlerinde ise durum daha farklıdır. Kuzeybatıda Pliyo-Kuvaterner yaşlı andezitleri kesen segment, güneydoğuda ise Kuvaterner yaşlı bazaltları keserek devam eder (Şekil 4.13a). Bu kesimde genel olarak büyük ötelenmeler yer almaktadır. Segment bu alanda genç bir bazalt tepesini kesmekte ve ötelemektedir (Şekil 4.13b). Bu segment üzerinde yapılan ayrıntılı fotogrametrik çalışmaya göre en belirgin ötelenme bazalt tepesi üzerinde ölçülen 1,2 km'lik sağ yanal ötelenmedir (Şekil 4.13c-13d). Bununla birlikte segmentin güneydoğu kesimlerinde ise ötelenmiş dere kanalları ve litolojik birimler yer almaktadır. Yaklaşık olarak 164 m'lik sağ yönlü dere ötelenmesi (Şekil 4.13f) ve 70 m'lik andezit sırtının sağ yanal ötelenmesi tespit edilmiştir (Şekil 4.13e). Bu nedenle morfolojik olarak çok belirgin bir yapı sunmaktadır.



Şekil 4.13. a. Segmentin genel gidişi, b. litolojik ötelenme, c. bazalt ötelenmesi, d. Bazalt ötelenmesinin DSM üzerinden yakın görünümü, e. Sirt ötelenmesi, f. Dere ötelenmesi.

4.3.2.3. Kalus segmenti

Kalus Dağı çalışma alanı içerisinde yer alan önemli yükseltilerden biridir. Kalus Segmenti, yaklaşık 11.34 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı ve K42°B doğrultusunda uzanmaktadır. Doğubayazıt Fayı boyunca deformasyonun en iyi gözlemlendiği alanlardan birini oluşturmaktadır. Bu alanda yer alan Kalus Dağı'nı deforme edip ötelediğinden (Şekil 4.14a) dolayı segment bu şekilde adlandırılmıştır. Segment, kuzeybatıda Pliyo-Kuvaterner yaşlı andezitleri kesmekte ve daha güneye gelindiğinde ise Kuvaterner yaşlı alüvyon içerisinde çok net olmasa da morfolojik olarak takip edilmektedir. Kireçtaşı içerisinde gelişen fay aynası (Şekil 4.14b) çok belirgin olup, fay düzleminin doğrultusu K70°D olarak ölçülmüştür. Eğim yönü 85° GD olan düzlem üzerinde fayın karakteri ile ilgili herhangi bir veri yer almamaktadır. Kalus Dağının güney yamaçları boyunca yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanan bazalt sırtları yer almaktadır (Şekil 4.14c). En güney kısmında bulunan Kalus Dağı Prekambriyen-Kretase yaşlı metamorfik birimler ile kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu yükseltiyi yaklaşık olarak 1 km sağ yanal ötelemiştir (Şekil 4.14d).

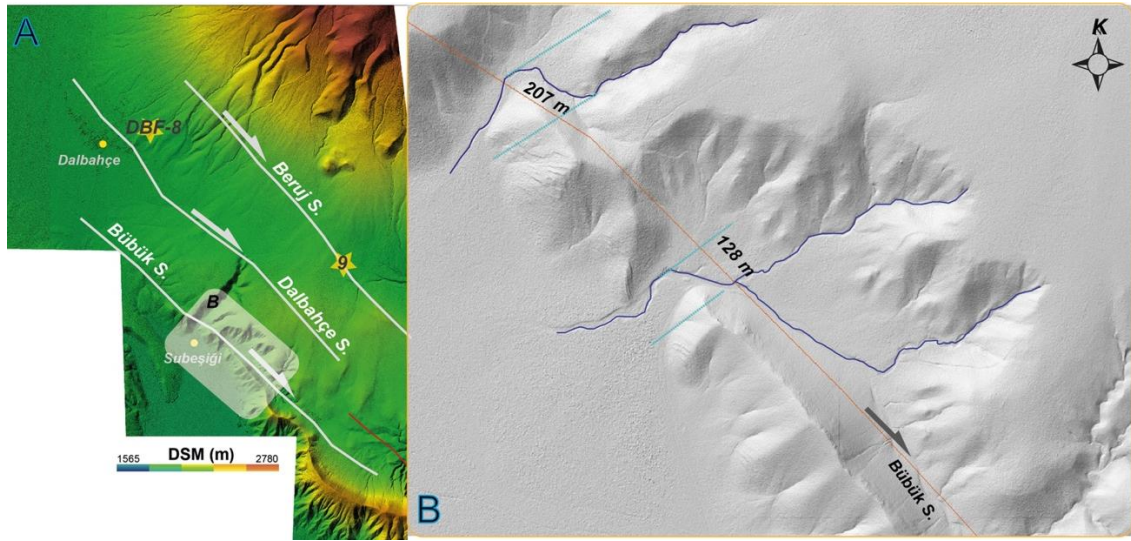


Şekil 4.14. Kalus Segmenti boyunca gelişen morfolojik yapılar ve ötelenme miktarı a. Kalus Segmenti'nin genel gidişi, b. Kalus Dağı üzerinde gelişen fay dikliği ve fay düzlemi, c. Saha çalışmaları sırasında Kalus Segmenti boyunca gelişen morfolojik yapılar ve bazalt çıkışlarının el ile çizimi, d. Kalus Dağı üzerinde meydana gelen ötelenme miktarı.

4.3.2.4. Bübüük segmenti

Doğubayazıt Fayı'nın en güneyinde yer alan segmentir. K48°B doğrultusunda uzanan Bübüük Segmenti morfolojik olarak net takip edilebilen bir çizgisellik sunmaktadır (Şekil 4.15a). Yaklaşık olarak 8,33 km uzunluğundadır. Segmentin orta

kesimlerinde yer alan Subeşıği köyünün kuzeyinde segment sistematik sağ yanal ötelenmeler sunmaktadır. Bu ötelenmeler sırası ile 207 m ile 128 m arasındadır (Şekil 4.15b). Ancak Şekil 4.15b’de görüldüğü üzere 128 m sağ yanal ötelenmenin bulunduğu kesimin sağında yer alan derede sağ yanal ötelenmiştir. Bu alanda yer alan ötelenme yaklaşık 352 m civarındadır. Bu olay aslında kapma olup, yaklaşık toplam ötelenme miktarı 500 m civarındadır. Güneydoğuya doğru gelindiğinde fayın kuzey bloğunda gelişmiş alüvyon yelpazeler görülmektedir.

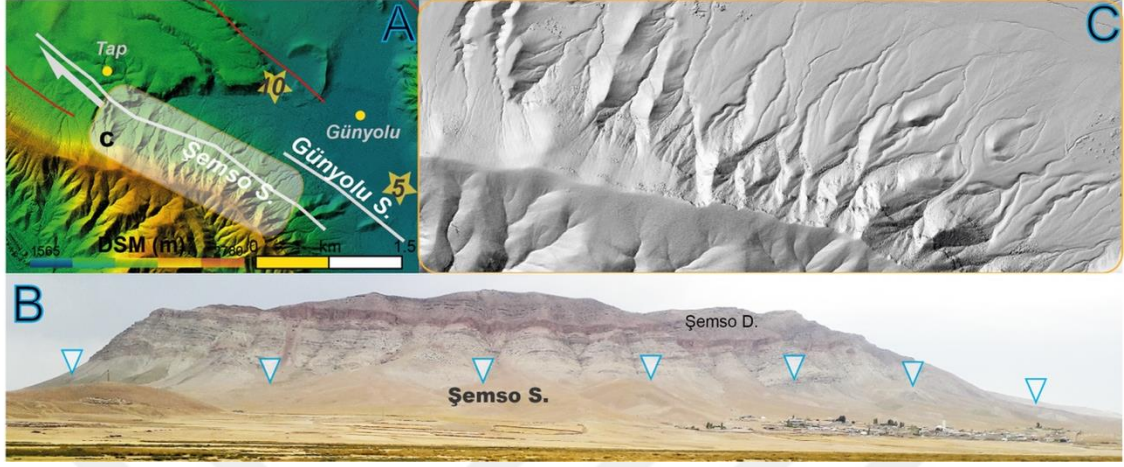


Şekil 4.15. a. Bükük Segmenti’nin renklendirilmiş DSM üzerinden genel gidişi, b. Segment doğrultusu boyunca gelişen dere ötelenmesi ve kapma olayı.

4.3.2.5. Şemso segmenti

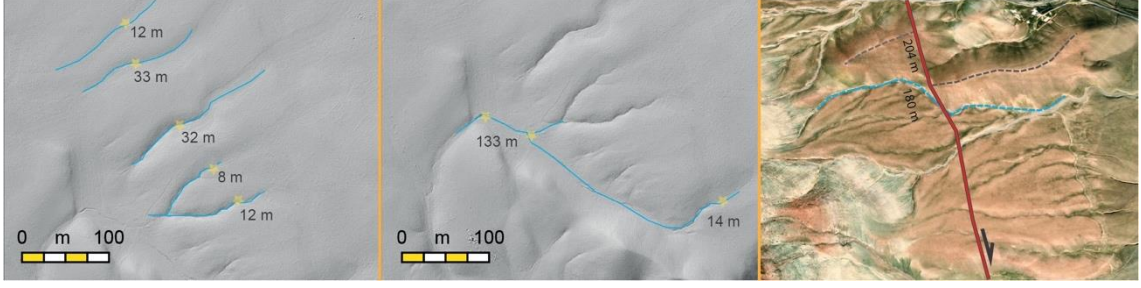
Şemso Dağı çalışma alanında yer alan bir diğer önemli yükseltilerdendir. Balıkgölü Fay Zonu ile Doğubayazıt Fayı arasında yer alan bu yükselti yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 4.9). İki fayın sağ yanal hareketi nedeniyle “S” şekilli bir yapı sunmaktadır. Bu yükseltinin kuzey yamaçlarını denetleyen segment Şemso Segmentidir (Şekil 4.16a). Kuzey yamaç boyunca çok iyi gelişmiş alüvyon yelpazeler yer almaktadır (Şekil 4.16b). Bu segment kuzeye doğru bindirme bileşenine sahiptir. Bindirme bileşeni nedeniyle yeni alüvyon yelpazelerin oluştuğu görülmüştür. DSM ve arazi çalışmalarında morfolojik olarak net takip edilen Şemso Segmenti, dere, sırt ve alüvyon yalpaze ötelenmeleri ile morfotektonik yapılar

sunmaktadır (Şekil 4.16c). Yaklaşık olarak 5,63 km uzunluğundadır ve K48°-65°B doğrultusundadır.



Şekil 4.16. Şemso Segmenti a. DSM üzerindeki konumu, b. arazideki konumu, c. Şemso Segmenti üzerindeki ötelenmelerin net olarak ölçüldüğü alan.

Şemso segmenti boyunca sistematik sağ yanal dere ötelenmeleri ölçülmüştür (Şekil 4.17). Bu ötelenmeler minimum 8 m ile 133 m arasında değişmektedir. Aslında bu alandaki ötelenmeler genel olarak küçük ötelenmeler olarak değerlendirilmiştir. (Şekil 4.17a). Ortalama ötelenme miktarı 20 m civarındadır. Ancak segmentin orta kesimlerinde ise bu değer daha yüksektir (Şekil 4.17b). Segmentin kuzeyinde 14 m'lik bir sağ yanal ötelenme olduğu halde segmentin neden olduğu toplam 133 m'lik bir sağ yanal ötelenme bulunmaktadır. Segmentin en güneydoğu kesiminde ise sırtlarda ve bununla birlikte gelişen dere ve alüvyal yelpaze ötelenmeleri görülmektedir (Şekil 4.17c). Sırt eksenleri deneştirildiği zaman, yaklaşık 204 m sağ yanal ötelendiği ve aynı zamanda sırtın doğrusunda yer alan dereninde 180 m sağ yanal ötelendiği görülmektedir (Şekil 4.17c).



Şekil 4.17. Şemso segmenti üzerindeki a. Küçük ötelenmeler, b. Büyük ötelenmeler, c. Sırt ve dere ötelenimleri

4.3.2.6. Günyolu segmenti

Şemso Dağı kuzey yamaçlarında yer alan Günyolu Segmenti Şemso Segmentine yaklaşık paralel uzanmaktadır (Şekil 4.9). Bu segment yaklaşık olarak 2.4 km uzunluğundadır. $K42^{\circ}-48^{\circ}$ B doğrultusunda uzanmaktadır. Segment'e ait herhangi bir morfolotektonik yapı arazi ve uzaktan algılama çalışmaları tespit edilmemiştir. Ancak morfoloji üzerinde net takip edilebilen bir çizgisellik sunmaktadır.

4.3.2.7. Pullutarla segmenti

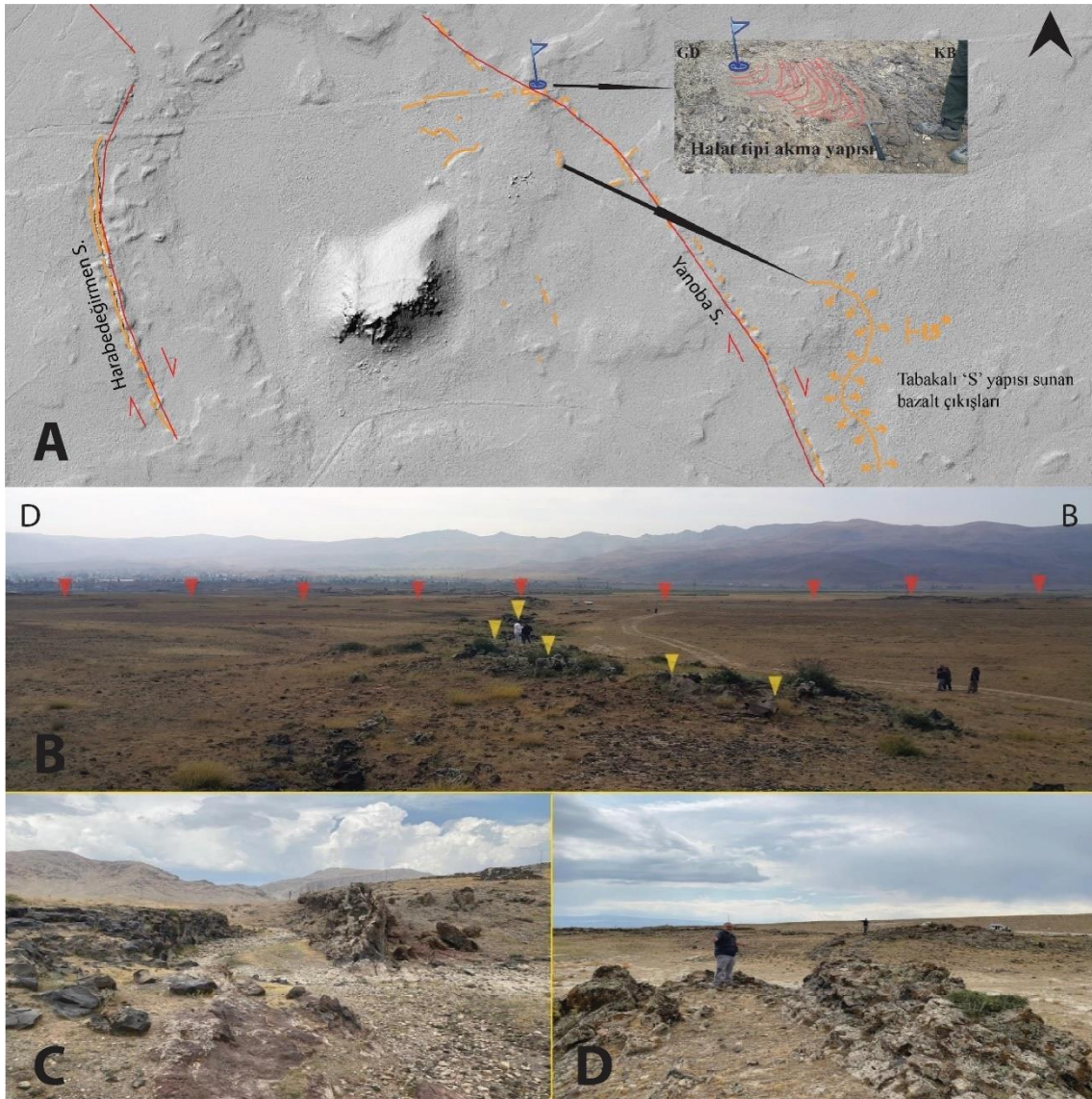
$K46^{\circ}-60^{\circ}$ B doğrultusunda uzanan Pullutarla Segmenti, yaklaşık olarak 3.1 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlıdır. Pullutarla Segmenti, Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazalt birimini kesmekte ve ötelemektedir. Segment boyunca bazalt çıkışları dikkat çekmektedir aynı zamanda faya dik yönde gelişmiş $K60^{\circ}$ D doğrultusunda uzanan bazalt sırtları yer almaktadır.

4.3.2.8. Harabedeğirmen ve yanoba segmentleri

Çalışma alanının en önemli unsurlarından biri Doğubayazıt Ovası'dır. Bu ova içerisinde yer alan yükseltiyi denetleyen iki farklı segment bulunmaktadır. Güneydeki segment Harabedeğirmen iken kuzeydeki segment ise Yanoba Segmenti olarak değerlendirilmiştir. Harabedeğirmen Segmenti, Pullutarla Segmenti'nin devamı niteliğinde ve aynı şekilde Yanoba Segmenti ise sola sıçrama yaparak devamı olarak değerlendirilebilir. Ancak bu çalışma kapsamında bu alandaki deformasyonun yüksek

olması nedeniyle segmentlere ayrılarak değerlendirilmiştir (Şekil 4.18a). Güneyde bulunan Harabededeğirmen Segmenti içbükey bir yapıya sahiptir. Yaklaşık olarak $K5^{\circ}B$ doğrultusunda uzanmakta ve 834 m uzunluğundadır. Yanoba Segmenti ise $K40^{\circ}B$ doğrultusunda olup 2.6 km uzunluğundadır. Her iki segmentte de ters bileşen bulunmakta olup, segmentlerin birbirini üzerlemesi nedeniyle rotasyonel hareket bulunmaktadır (Şekil 4.18a).

Bu iki segment de bölgedeki Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazalt çıkışları boyunca kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanmaktadır. Yapılan gözlemlerde bu bölgede hem fay boyunca hem de faya dik bir şekilde bazalt çıkışları gelişmiştir (Şekil 4.18b). Bazalt çıkışlarının tabakalı yapıda olduğu gözlenmiş ve bu tabakaların eğim yönü $15^{\circ}D$ olarak ölçülmüştür (Şekil 4.18b). Bazalt çıkışları bazı noktalarda açılma çatlağı şeklinde gözlenmiştir (Şekil 4.18c). Ayrıca bu çıkışlar çok belirgin bir “S” yapısı geometrisine sahiptir (Şekil 4.18d). Bu şekillerin bölgedeki makaslamaya bağlı olarak geliştiği görülmektedir. Yine bu bölgede noktasal lav çıkışları ve halat tipi akma yapıları da görülmüştür.



Şekil 4.18. Harabedeğirmen ve Yanoba segmentleri boyunca gelişen morfolojik yapılar
 a. Harabedeğirmen ve Yanoba civarının sayısal yükseklik modeli üzerinden görünümü, b. Faya dik ve paralel bir şekilde gelişen sırt tipi bazalt çıkışları, c. Bazaltlarda gelişen açılma çatlakları, d. Tabakalı bazalt çıkışları.

4.3.2.9. Sağdıç ve ganisipi segmentleri

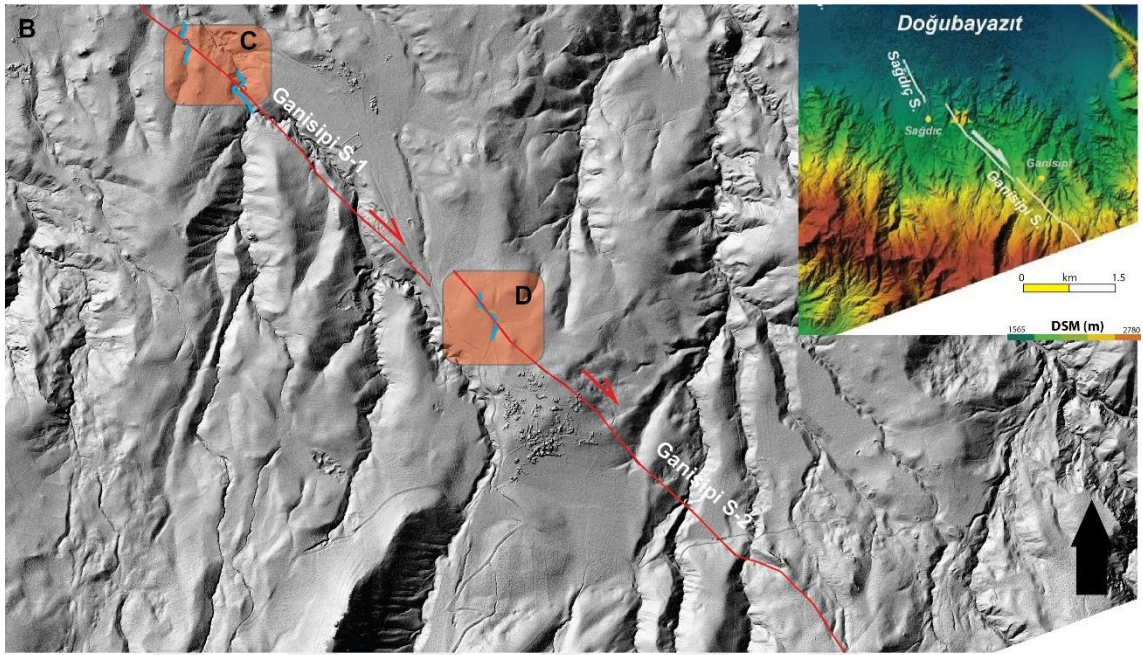
Sağdıç Segmenti, Doğubayazıt İlçe merkezinin yaklaşık olarak 1 km güneybatısından başlamakta ve güneydoğuya doğru devam etmektedir (Şekil 4.19a). Segment yaklaşık olarak 1.24 km uzunluğunda olup, K25°B doğrultusunda sağ yanal doğrultu atımlı olarak uzanmaktadır. Segment güncel alüvyonları ve Kretase yaşlı temel kaya birimlerini keserek İran'a kadar net bir şekilde takip edilmektedir. Sağdıç

Segmenti boyunca sadece bir noktada ötelenme ölçülmüştür. Çünkü bu alanda genel olarak tarım yapılmakta ve bu nedenle ötelenmeler net olarak takip edilmemektedir. Sadece faya dik gelişmiş bazalt sırtını keserek, 92 m sağ yanal ötelemiştir (Şekil 4.19b).



Şekil 4.19. a. Sağdıç Segmenti'nin DSM üzerinden görünümü, b. Segment boyunca meydana gelen ötelenme miktarı.

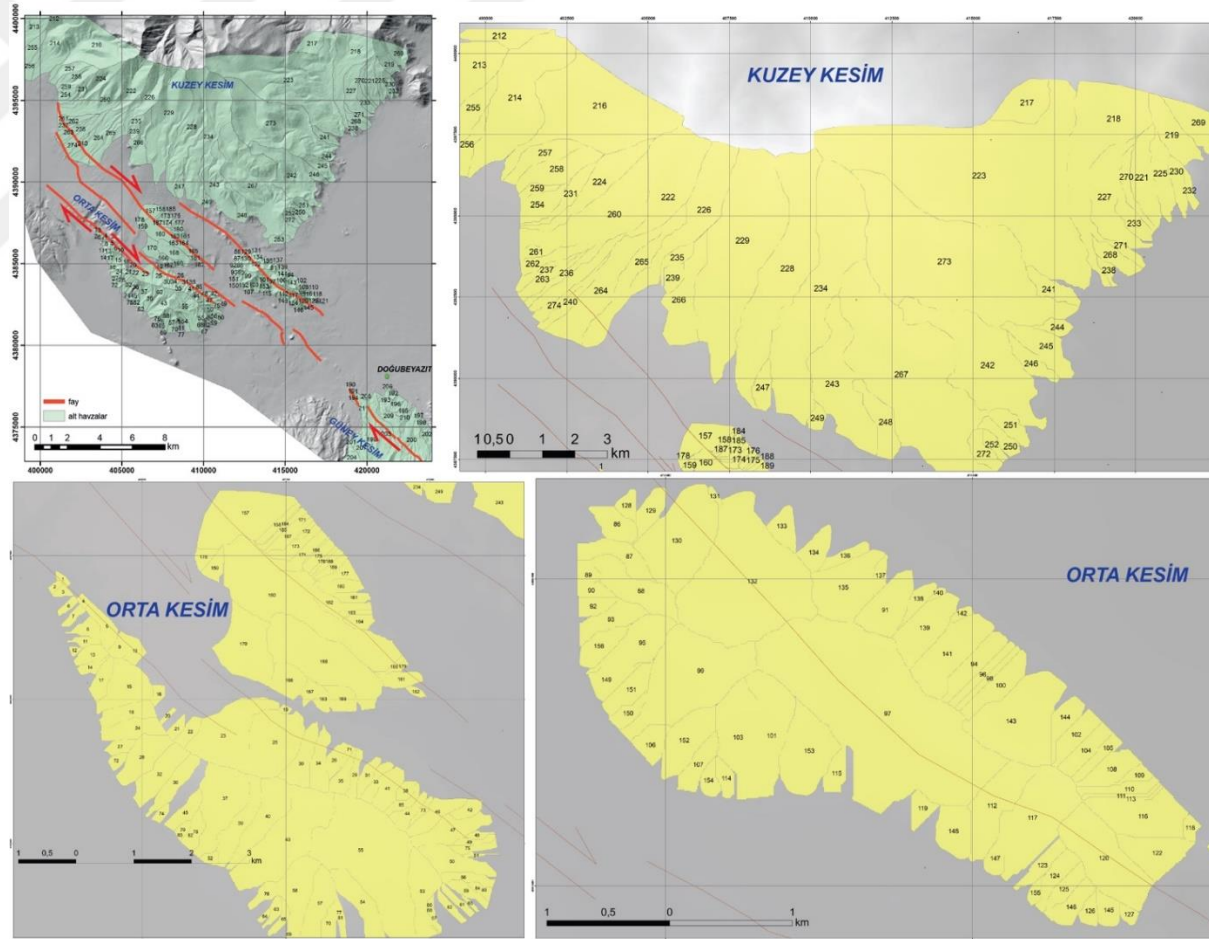
Doğubayazıt Fayı'nın en güneydoğusundaki segmenti ise Ganisipi Segmenti'dir. Bu segment iki bölümden oluşmakta olup, Ganisipi-1 ve Ganisipi-2 segmentleri olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.20a). Bölge, çalışma alanının en dağlık bölgesi olduğundan dolayı, segmente ait arazi gözlemi yapılamamıştır. Segmentin gidişi daha çok sayısal yükseklik modeli ve Google Earth üzerinden izlenmiş ve ötelenmeler bu şekilde hesaplanmıştır (Şekil 4.20b). Segment genel olarak $K32^{\circ}-45^{\circ}B$ doğrultusunda olup güneydoğu yönünde İran sınırına kadar uzanmaktadır. Ganisipi-1 Segmenti yaklaşık olarak 2,64 km uzunluğundadır. Kretase yaşlı temel kaya birimini kesmektedir. Segment üzerinde yaklaşık olarak 36 ve 38 m'lik küçük dere ötelenmeleri ölçülmüştür (Şekil 4.20c). Ganisipi-2 Segmenti ise yaklaşık olarak 2,36 km uzunluğunda olup Kretase yaşlı temel kaya birimini keserek İran sınırına kadar uzanmaktadır. Bu bölgede de 61 m'lik morfolojik ötelenme ölçülmüştür (Şekil 4.20d).



Şekil 4.20. a. Ganisipi Segmentinin DSM üzerinden görünümü, b. Ganisipi Segmentinin genel gidişi, c. S-1 segmenti üzerinde yer alan dere ötelenmeleri d. S-2 segmenti üzerinde yer alan sağ yanal dere ötelenmesi.

4.4. Morfometrik Analiz Sonuçları

Tez çalışmasının bu bölümünde Doğubayazıt Fayı boyunca yapılan morfometrik analiz sonuçlarına yer verilecektir. Doğubayazıt Fayı boyunca meydana gelen deformasyonun özellikle hangi bölgelerde yoğunlaştığı ve fay boyunca gelişen morfolojik yapılar, yapılan morfometrik analizler ile denetlenilerek bölgenin genel bir tektonik aktivitesi değerlendirilmiştir. Çalışmada öncelikle bölgeyi denetleyen drenaj ağı, bölgenin 1/25.000'lik topografik haritası üzerinden işaretlenmiştir. Daha sonra drenaj havzaları ve akarsu ağı için ArcGIS altında çalışan Archydro tool uzantısı kullanılarak bölgenin akçalama havzaları en iyi şekilde oluşturulmuştur. Bu çalışma ile Doğubayazıt Bölgesi'ni denetleyen 274 adet alt havza tanımlanmış ve havzalar da fayın gidişine bağlı olarak kuzey, orta ve güney olmak üzere 3 gruba ayrılmıştır (Şekil 4.21). Çalışmada AF) ve Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn) indisleri kullanılmıştır.

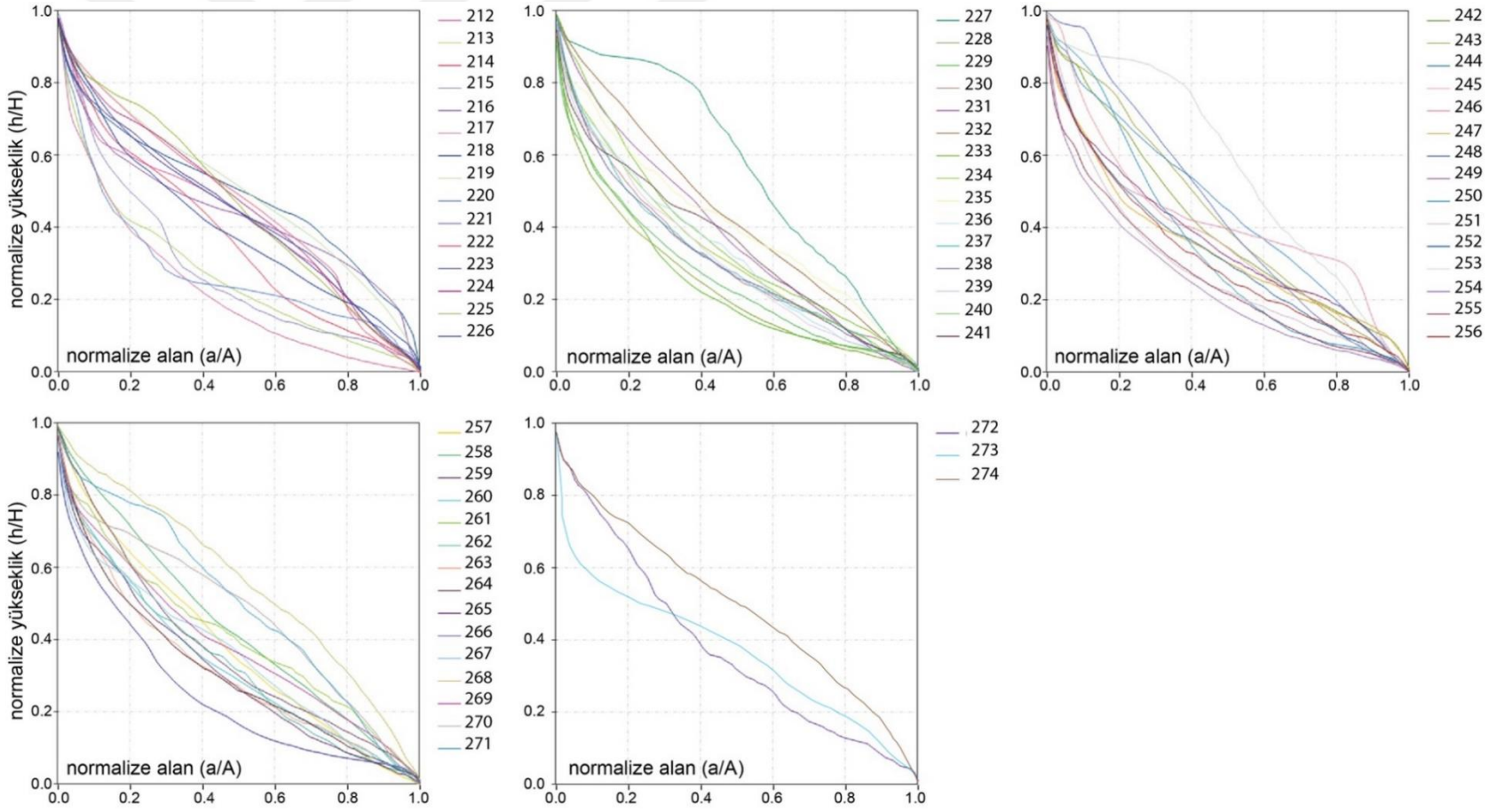


Şekil 4.21. Çalışma alanına ait havzalar

4.4.1. Hipsometrik integral (HI) ve hipsometrik eğri (HE)

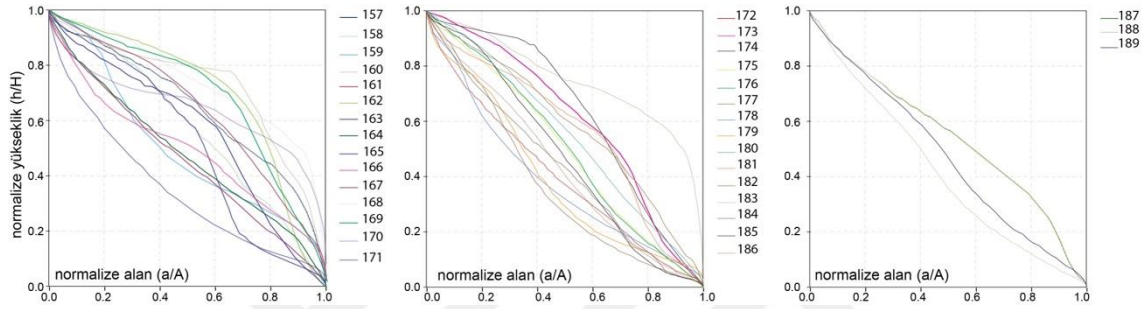
Yapılan uzaktan algılama ve arazi çalışmalarında çalışma alanının tektonizmanın etkisinde olduğu anlaşılmıştır. Bu indis ile tektonizmanın etkisinde drenaj havzasının nasıl şekillendiği ve havzanın olgunluğu hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanı için belirlenen 274 alt havza için ArcGIS10.1 programı altında çalışan Callhypso Tool (Pérez-Peña ve ark., 2009), uzantısı kullanılmıştır.

Çalışma alanının kuzey ve kuzeybatı kesimleri için 63 alt havza üzerinden HI ve HE değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Dalbahçe ve Beruj segmentlerinin de belli bir kesiminin yer aldığı ve genel olarak fayın kuzey kesimini oluşturan Pliyo-Kuvaterner alüvyonların yer aldığı bu havzalar, S-şekilli ve çoğunlukta içbükey eğriler sunmaktadır (Şekil 4.22). Fayın kuzey kesimi olarak belirlenen bu havzalarda kuzeybatı kesiminden başlayıp ortalara doğru HI değerlerinin 0.3 ile 0.5 arasında değiştiği ve bu havzaların orta derecede aşınmış havzalar olduğu tektonik aktivite ile aşınma hareketlerinin dengede olduğunu göstermektedir. En kuzey kesiminde ise dış bükey eğriler elde edilmiş ve HI değerlerinin 0.5'ten büyük olduğu görülmektedir. Fayın kuzey kesimi bir bütün olarak değerlendirildiğinde elde edilen havzaların çoğu S şekilli ve içbükey eğriler şeklinde olup genel olarak bu bölgenin olgunlaşma evresinin ortalarında tektonizma ve aşınma süreçlerinin dengede olduğu görülmektedir (Şekil 4.27).



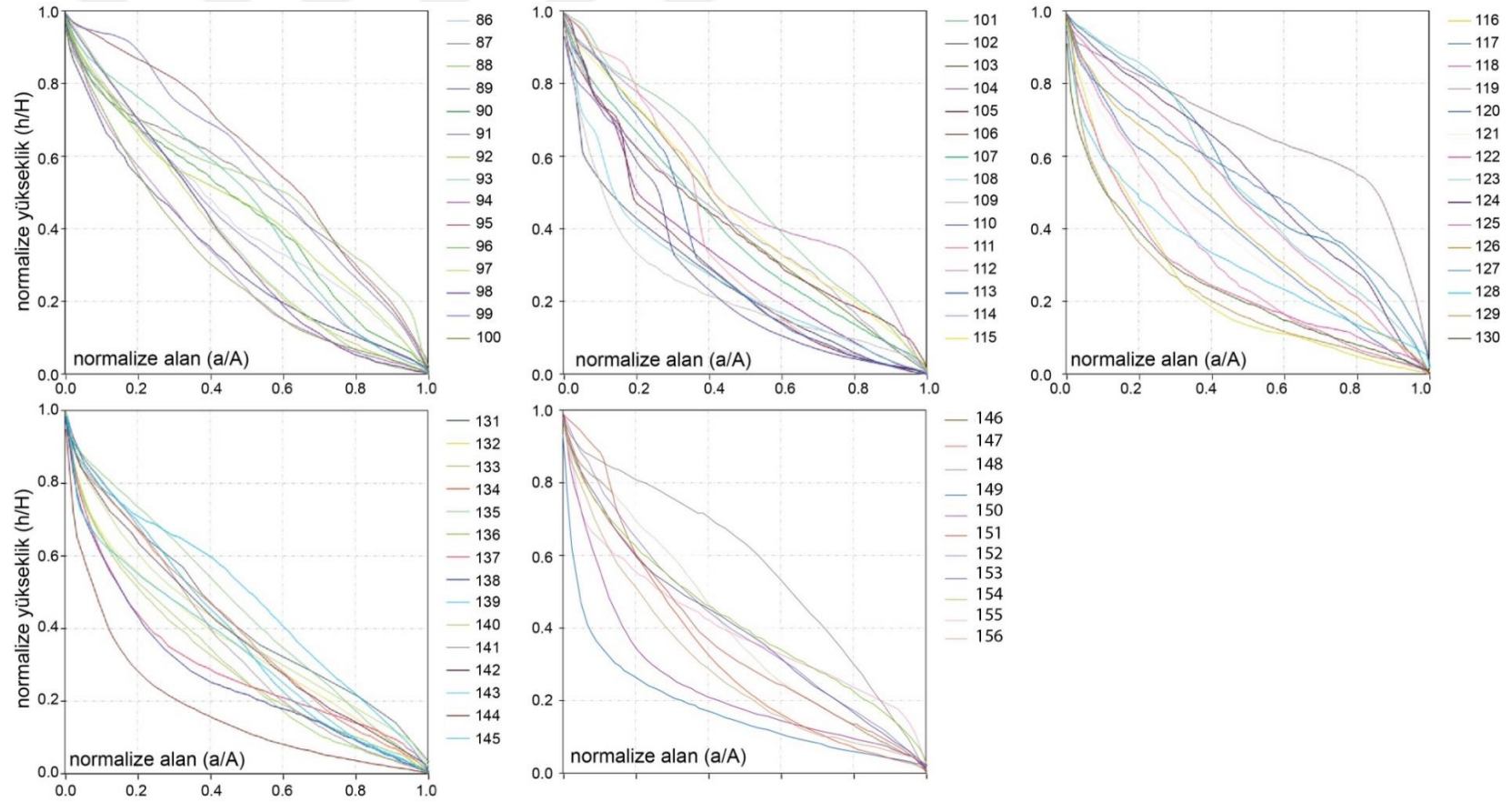
Şekil 4.22. Fayın kuzey kesiminde yer alan alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

Fayın orta kesimi morfolojik belirteçlerin ve ötelenmelerin en fazla olduğu bölgedir. Bu kesimde 104 alt havza üzerinden HE ve HI değerleri hesaplanmıştır. Faya ilişkin morfolojik belirteçlerin en fazla olduğu Dalbahçe, Beruj, Kalus, Pullutarla, Yanoba ve Harabedeğirmen segmentleri bu bölge içerisinde yer almaktadır. Ötelenme miktarının en fazla ölçüldüğü bazalt tepesinin üzerinde yer aldığı Beruj Segmenti'nin olduğu kesimde yapılan ölçümlerde daha çok dış bükey eğriler elde edilmiş ve HI değerleri 0.5'ten büyük hesaplanmıştır (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Fayın orta kesiminde yer alan Beruj Segmenti üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

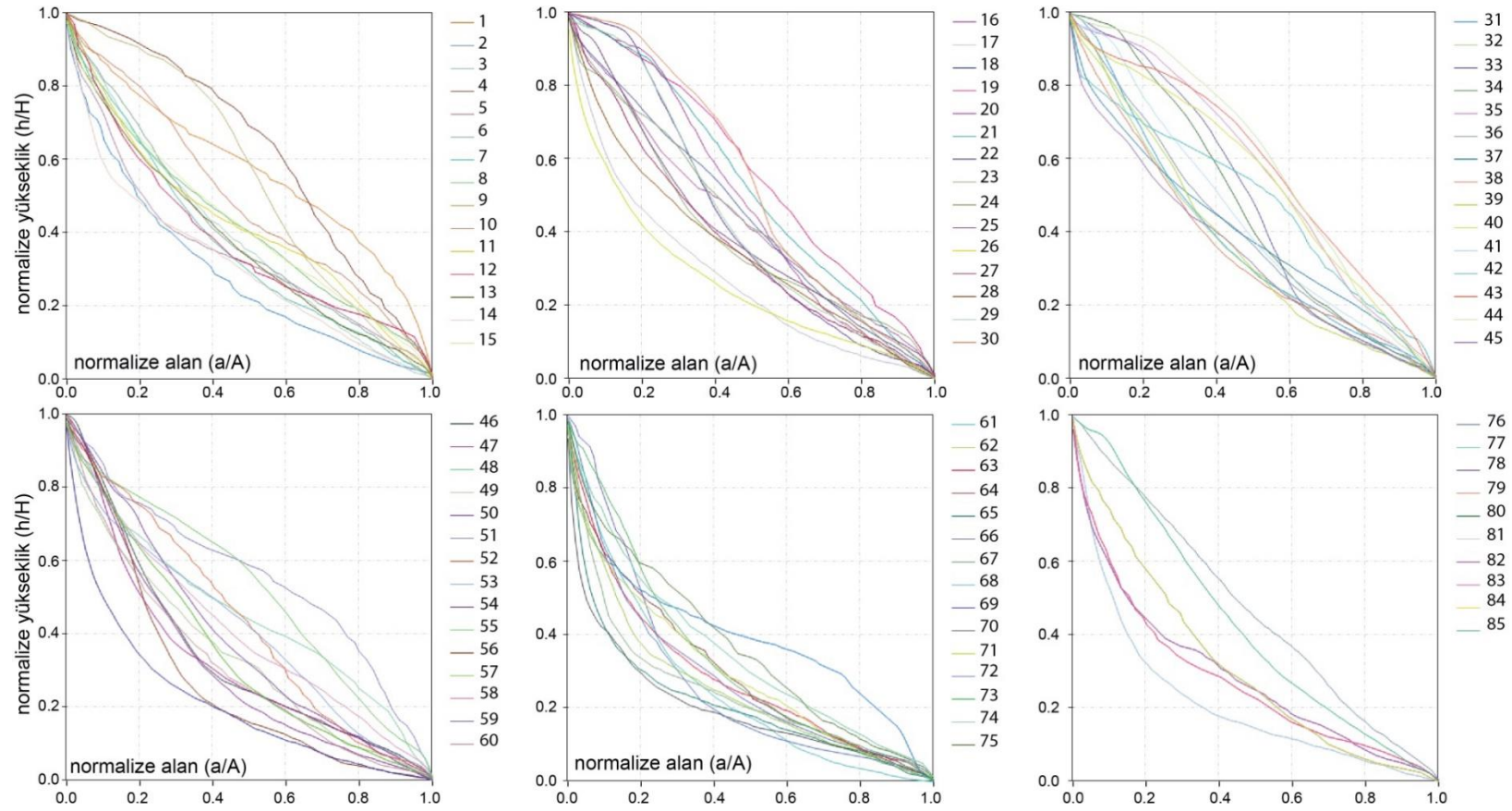
Bu bölgede ötelenme miktarının en fazla ölçüldüğü bir diğer yer olan Kalus Segmenti üzerinde yapılan ölçümlerde baskın olarak içbükey eğriler elde edilmiş ve HI değerleri 0.3'ten küçük hesaplanmıştır (Şekil 4.27). Bazı havzalarda ise S şekilli eğriler elde edilmiş (Şekil 4.24) buradaki HI değerlerinin ise 0.3 ile 0.5 arasında değiştiği görülmüştür (Şekil 4.27).



Şekil 4.24. Fayın orta kesiminde yer alan Kalus Segmenti üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

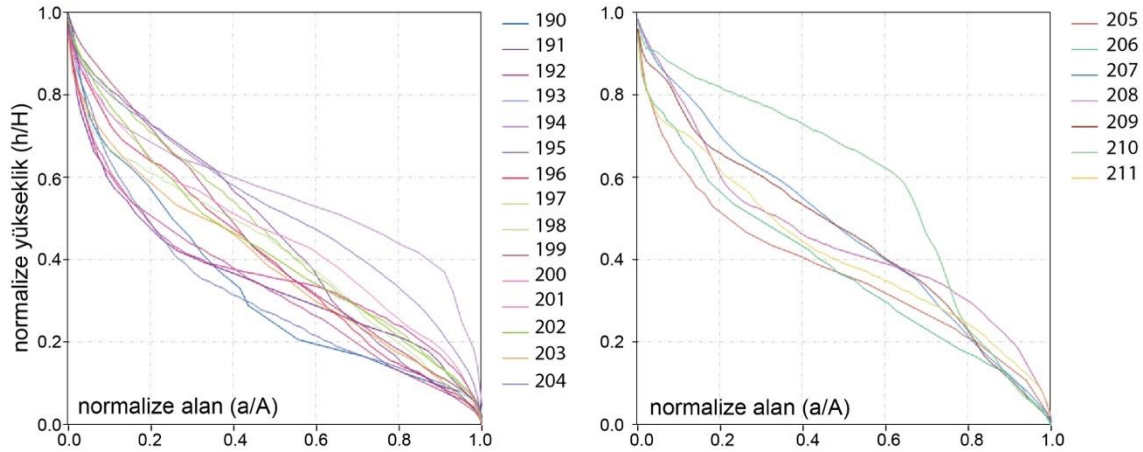
Fayın güney kesimi alüvyal yelpaze ve sırt ötelenmelerinin çok iyi geliştiği bölgedir. Bu kesimde yer alan 107 adet alt havza üzerinde HE ve HI hesaplaması yapılmıştır. Fayın güney kesimini oluşturan Bübük, Şemso ve Günyolu segmentleri üzerinde çoğunlukta S şekilli eğriler elde edilmiş (Şekil 4.25) ve HI değerleri 0.3 ile 0.5 arasında ölçülmüştür (Şekil 4.27). Şemso Dağı'nın güney ve güneydoğu eteklerini oluşturan bazı havzalarda ise iç bükey eğriler elde edilmiş (Şekil 4.25) ve HI değerleri 0.3'ten küçük (Şekil 4.27) kalan diğer havzalarda S şekilli eğriler elde edilmiş ve HI değerleri 0.3 ile 0.5 arasında ölçülmüştür. Yine Şemso Dağı'nın zirvesinde yer ve güney eteklerinde yer alan bazı havzalarda dış bükey eğriler elde edilmiş ve HI değerleri 0.5'ten büyük hesaplanmıştır (Şekil 4.27).





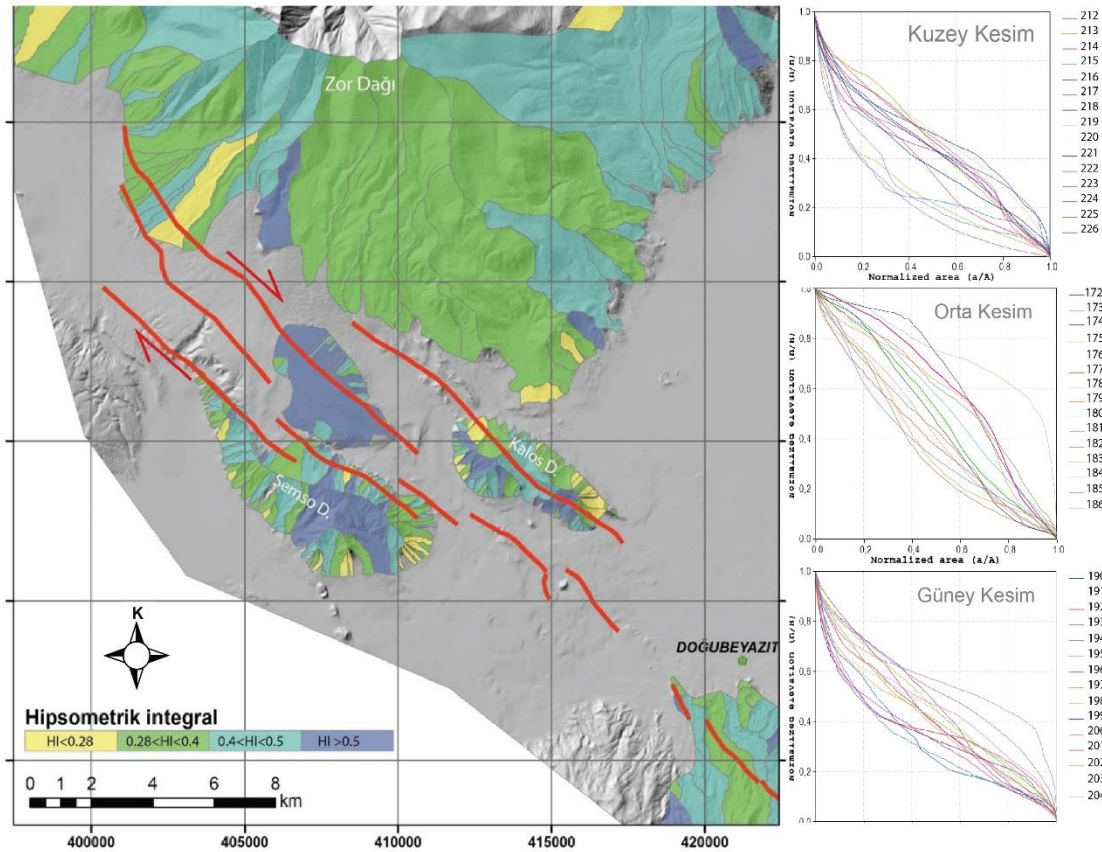
Şekil 4.25. Fayın güney kesiminde yer alan Bübuk, Şemso ve Günyolu segmentleri üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

Fayın güneydoğu ucunu oluşturan Sağdıç ve Ganisipi segmentleri üzerinde yer alan alt havzalarda yapılan HE ve HI hesaplamalarında S şekilli eğriler elde edilmiş (Şekil 4.26) ve HI değerleri 0.3 ile 0.5 arasında ölçülmüştür (Şekil 4.27).



Şekil 4.26. Fayın güney kesiminde yer alan Sağdıç ve Ganisipi segmentleri üzerindeki alt havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

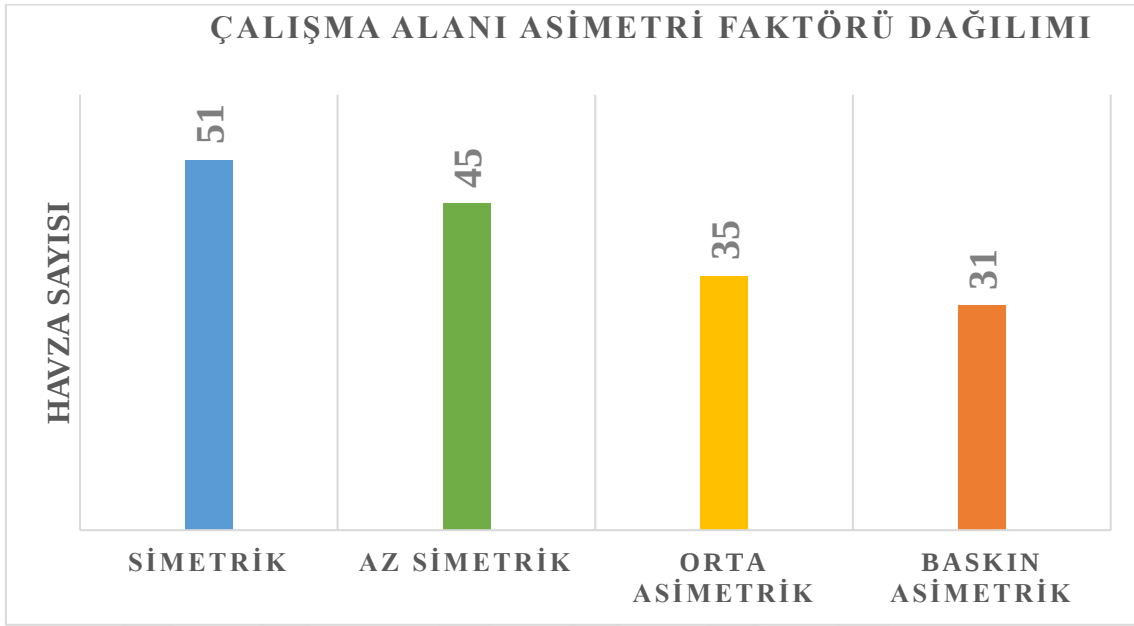
Doğubayazıt Havzası için belirlenen 274 alt havza üzerinden yapılan HE ve HI hesaplamaları (Şekil 4.27) bir bütün olarak değerlendirildiğinde fayın kuzey ve güney kesimlerinin S şekilli eğriler sunduğu dolayısı ile olgunlaşma süreci henüz tamamlanmamış ve orta şiddette aşınmış havzaları göstermektedir. Orta kesimde ise dış bükey eğriler elde edilmiş bu kesimin daha çok genç havzalardan oluştuğu ve tektonizmanın aşınma süreçlerinden fazla olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 4.27. Doğubayazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait hipsometrik integral ve eğrilerine bağlı yapılan sınıflama.

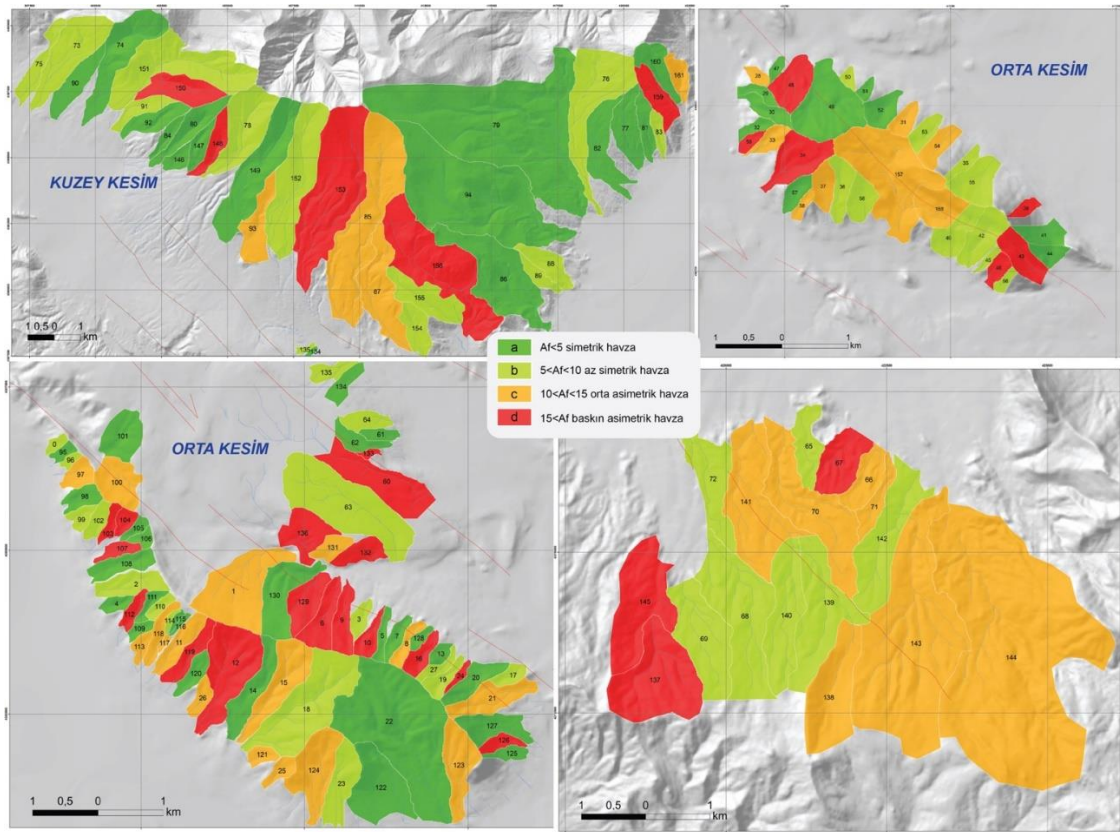
4.4.2. Drenaj havzası asimetrisi (AF)

Tektonik faaliyetlerin yoğun olduğu havzalarda zamanla bir eğimlenme meydana gelir ve drenaj ağı da bu eğimlenmeye bağlı olarak yer değiştirerek yeni ağını oluşturmaya başlar. Bu yöntem, tektonik kontrollerle gelişmiş havzalarda tektonik rejimin izlerinin tespiti için kullanılan bir yöntemdir. Çalışma alanında yer alan havzalar simetrik havza ($AF < 5$), hafif asimetrik havza ($5 < AF < 10$), orta asimetrik havza ($10 < AF < 15$) ve asimetrik havza ($AF > 15$) olarak AF değerlerine bağlı olarak sınıflandırılmıştır. Çalışmada Doğubayazıt Havzası için oluşturulan 162 adet alt havza üzerinden AF değerleri hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamada 51 adet simetrik, 45 adet az simetrik, 35 adet orta asimetrik ve 31 adet baskın asimetrik havza olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.28).



Şekil 4.28. Çalışma alanında yer alan alt havzalara ait asimetri faktörü dağılımı.

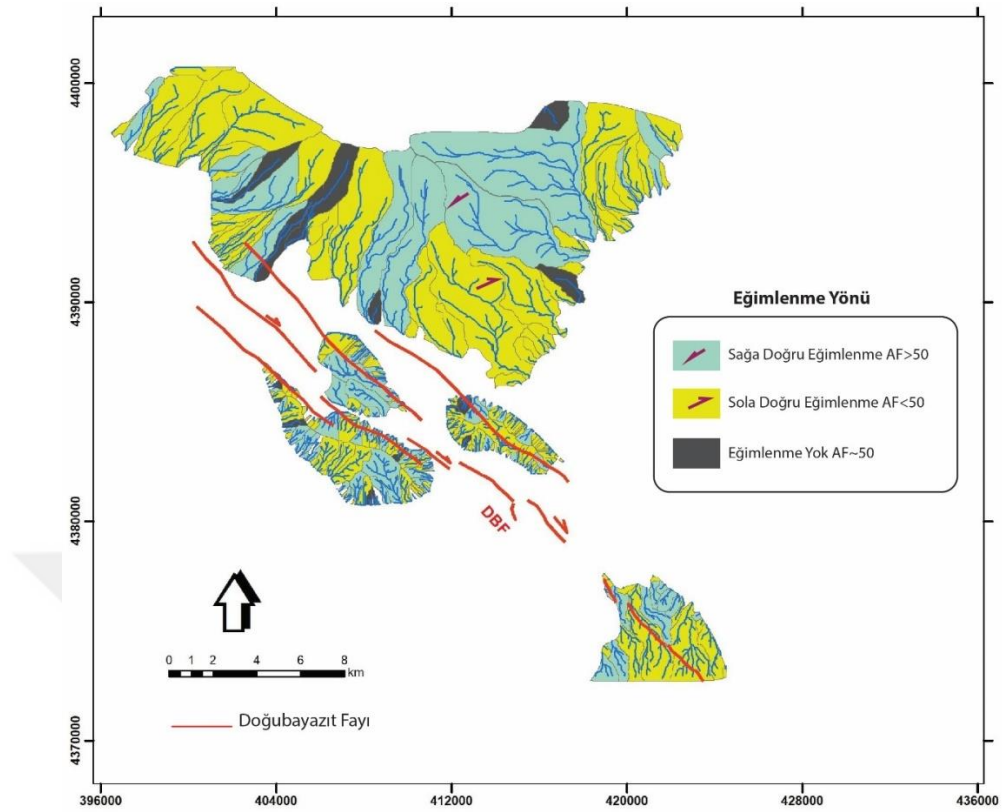
Fayın deformasyon bölgesi içindeki kuzey, orta ve güney kesimlerinde yer alan alt havzaların büyük çoğunluğunun yüksek asimmetrik havza sınıflaması içerisinde yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.29). Simetrik havzalar daha çok tektonik olarak Kalus ve Şemso segmentlerinin kontrolündeki Kalus ve Şemso dağlarının eteklerinde görülmektedir.



Şekil 4.29. Doğubayazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait asimetri sınıflaması.

Bu indis hesaplamasında elde edilen 50'nin altındaki ve üstündeki AF değerleri, havzanın tektonizmanın etkisinde ve asimetric olduğunu göstermektedir (Pérez-Peña ark., 2010). 50'nin altında çıkan değerler ana dere akış yönünün soluna, 50'nin üstünde çıkan değerler ana dere akış yönüne göre sağa eğimlenen havza olarak tanımlanmaktadır. Hesaplanan AF değerleri 50 civarında ise bu bölgenin tektonizmanın etkisinde olmadığını dolayısıyla drenajda da asimetrinin olmadığını göstermektedir.

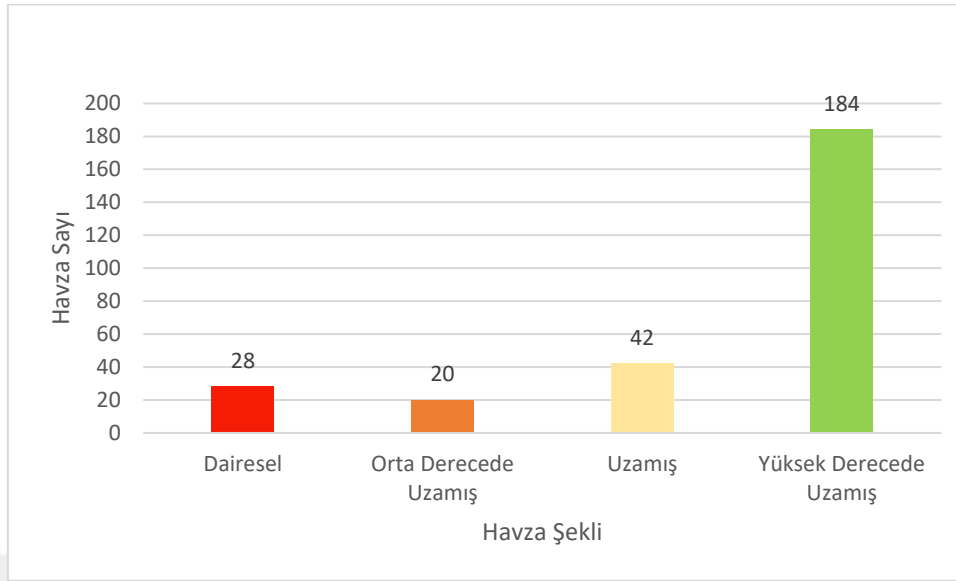
Doğubayazıt Fayı'nın kontrol ettiği 162 alt havzanın 46'sı sola eğimli, 63'ü sağa eğimli havzalardır. 50'nin altında değerler sunan havzalardaki drenaj ağları kuzey doğuya doğru eğimlenirken 50'nin üstünde değerler sunan havzalardaki drenaj ağları ise güneybatı yönünde eğimlenmişlerdir. 53 havzada ise herhangi bir eğimlenme görülmemektedir. Elde edilen bu verilerden çalışma alanının Doğubayazıt Fayı'na bağlı olarak tektonik faaliyetin etkisi altında şekillendiği ve havzaların çoğunluğunun tektonizmanın etkisinde olduğu görülmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. Doğubayazıt Fayı'na bağlı olarak meydana gelen deformasyon alanında yer alan alt havzalara ait eğimlenme yönleri.

4.4.3. Drenaj havzası şekli (Shp)

Uzama oranı olarak da bilinen Shp, drenaj havzalarının şekli ve olgunluğu hakkında bilgiler veren bir hesaplama yöntemidir. Sonuçların sınıflanmasında Xue ark. (2017)'de belirlemiş olduğu hesaplama yöntemi kullanılmıştır. Bu hesaplamada $Shp > 0,68$ ise dairesel, $0,62 < Shp < 0,67$ ise orta derece uzamış, $0,52 < Shp < 0,61$ ise uzamış ve $Shp < 0,51$ ise yüksek derecede uzamış havza olarak sınıflandırılmıştır. Tektonik faaliyetlerden çok fazla etkilenmeyen drenaj havzaları dairesel şekillidirler. Bunun yanı sıra tektonik olarak hareketli alanlarda bulunan drenaj havzaları karşımıza uzamış havzalar olarak çıkarlar (Bull ve McFadden, 1977). Çalışma alanı içerisinde yer alan 274 alt havza üzerinden Shp hesaplaması yapılmıştır. Yapılan hesaplamada çalışma alanı içerisinde yer alan 28 alt havza dairesel, 20 alt havza orta derecede uzamış, 42 alt havza uzamış ve 184 alt havzanın da yüksek derecede uzamış şekilli olduğu görülmektedir (Şekil 4.31).



Şekil 4.31. Çalışma alanında yer alan alt havzalara ait şekil dağılımı.

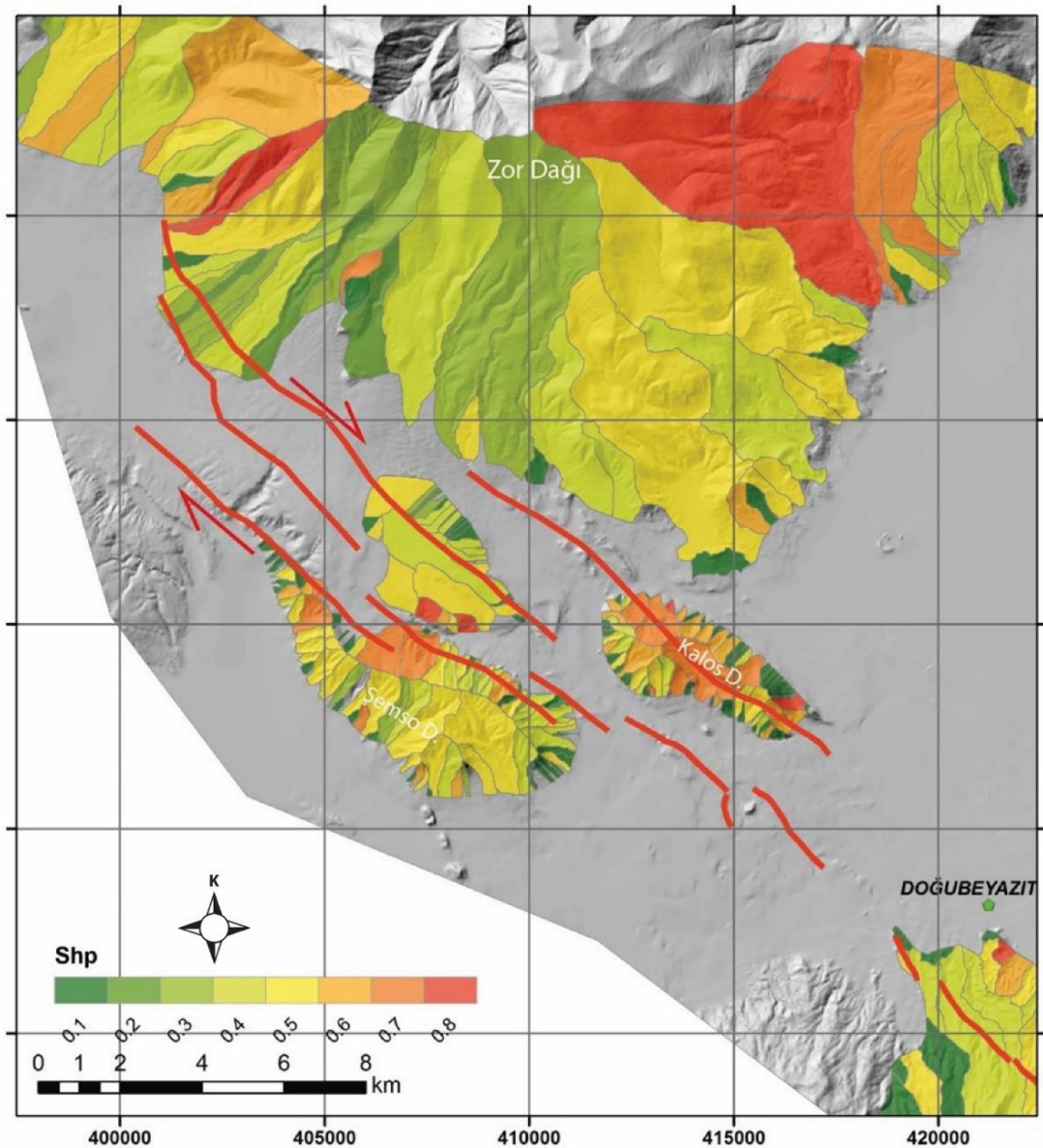
Fayın kuzey kesimi daha çok uzamış havzalardan oluşmaktadır. Bu bölgede ölçülen değerler $Shp < 0,51$ ve $0,52 < Shp < 0,61$ şeklindedir (Şekil 4.32). Bu durumda fayın bu kesiminde tektonik faaliyetlerin fazla olduğu görülmektedir.

Fayın orta kesiminde yer alan alt havzalarda özellikle Beruj Segmenti tarafından ötelenen ve ötelenme miktarının en fazla ölçüldüğü bazalt tepesinin kuzey kesiminde $Shp < 0,51$ değerleri ölçülmüş ve yüksek derecede uzamış havzaların olduğu görülmekte, güney kesimde ise $0,52 < Shp < 0,61$ değerleri ölçülmüş olup uzamış havzalardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.32). Yine orta kesimde yer alan Kalus Segmenti tarafından ötelenen yaşlı kireçtaşlarının bulunduğu Kalus Dağı alt havzalarında yapılan ölçümler $0,62 < Shp < 0,67$ şeklindedir. Kalus Dağı'nın zirvesi orta derecede uzamış havzalardan oluşurken dağın kuzey ve güney eteklerinde yer alan havzaların yüksek derecede uzamış ve uzamış havzalar şeklinde olduğu görülmektedir. Burada ölçülen değerler ise $Shp < 0,51$ ile $0,52 < Shp < 0,61$ arasında değişmektedir (Şekil 4.32).

Fayın güney kesimine indiğimizde Bübü, Şemso ve Günyolu segmentlerinin oluşturduğu deformasyon bölgesinde yer alan alt havzaların çoğunlukta uzamış havzalardan oluştuğu görülmektedir. Bu bölgede elde edilen Shp ölçümleri $0,52 < Shp < 0,61$ ile $0,62 < Shp < 0,67$ şeklindedir. Özellikle Şemso Segmenti tarafından ötelenen sıralı alüvyal yelpazeler ve sırtların bulunduğu kuzey kesimde uzamış

havzaların varlığı görülmektedir. Yine bu kesim içerisinde değerlendirilen ve Doğubayazıt Fayı'nın en güneydoğusunda yer alan Ganisipi ve Sağdıç segmentlerinin oluşturduğu deformasyon bölgesinde ölçülen değerler $Shp < 0,51$ ile $0,52 < Shp < 0,61$ şeklindedir (Şekil 4.32). Bu kesimde yer alan havzaların da uzamış şekilli olduğu görülmektedir.

Çalışma alanı için Shp değerleri bir bütün olarak değerlendirildiğinde fayın kuzey kesiminin uzamış havzalardan oluştuğu ve bu kesimde tektonik aktivitenin yüksek olduğu görülmektedir. Fayın orta kesimi, elde edilen değerlere göre uzamış ve orta derecede uzamış havzalardan oluşmaktadır. Özellikle bazalt tepesinin içinde yer aldığı havzalarda tektonik aktivitenin fazla olduğu, aşınma faaliyetlerinin az olduğu görülmektedir. Kalus Dağı'nın zirvesinde yer alan havzalarda tektonik aktivitenin durgunluğu bu bölgede aşınma faaliyetlerinin fazla olduğu ve olgun havzalardan oluştuğu görülmektedir. Ancak Kalus Dağı'nın eteklerine doğru tektonik aktivitenin devam ettiği ve daha genç havzalardan oluştuğu görülmektedir. Fayın güney kesiminde elde edilen değerlere göre havzalar uzamış ve orta derecede uzamış havzalardan oluşmaktadır. Bu bölgede de tektonik faaliyetlerin yüksek aşınma hızının düşük olduğu ve daha genç havzalardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.32).



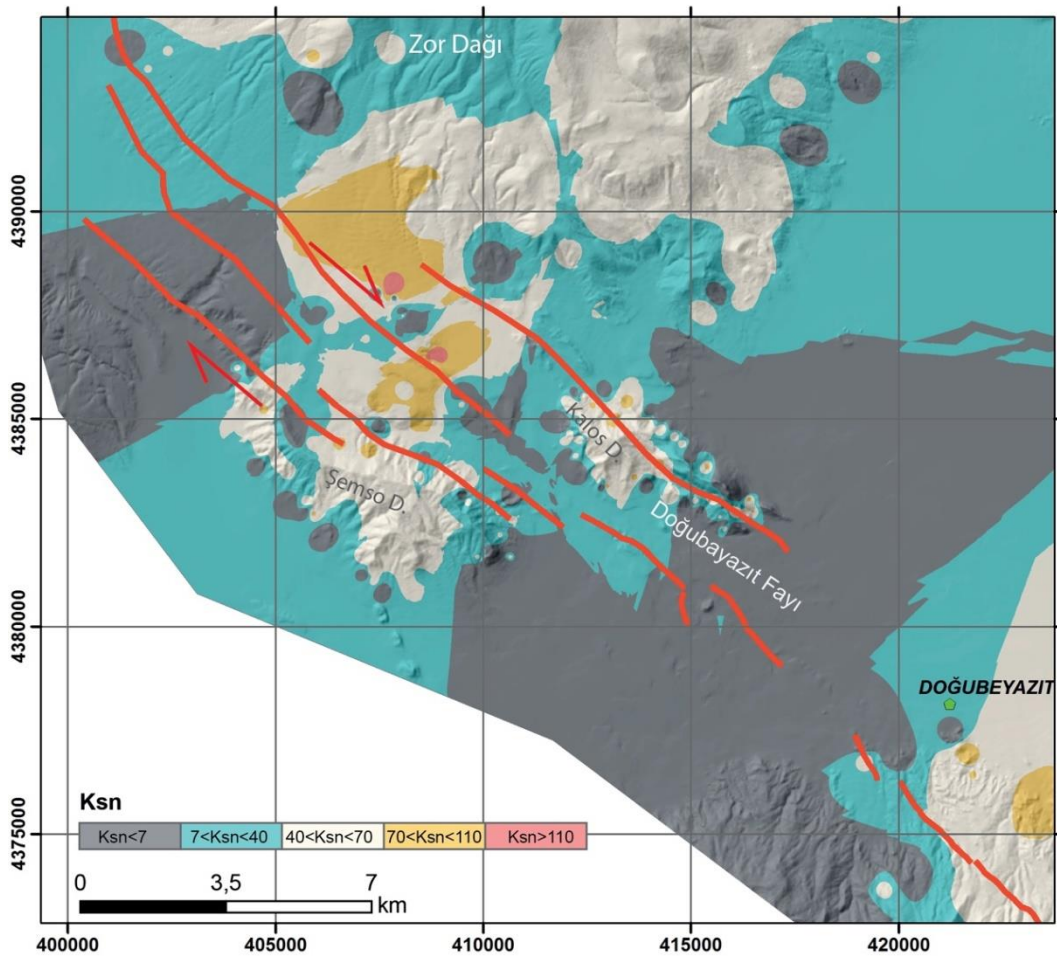
Şekil 4.32. Doğubeyazıt Havzası'nda yer alan alt havzalara ait havza şekli sınıflaması.

4.4.4. Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn)

Kanal diklik indeksi, belirli koşullar altında, göreceli kaya yükselme hızı ile ölçeklenen nehir akış gücü modelinden türetilen bir ölçüdür. Gilbert (1877), bir akarsuyun aşındırıcı gücünün, akış hızını ve kanaldaki su hacmini etkileyen eğim ile ilgili olduğunu öne sürmüştür. Daha sonra Hack (1957) ve Flint (1974) bu düşüncüyü daha ölçülebilir bir hale getirmek için morfometri çalışmaları yürütmüşlerdir. Kanal diklik indeksi, sayısal yükseklik modellerinden faydalanılarak nehirler üzerinden

kolayca çıkarılabilen, ortamın tektoniği hakkında önemli bilgiler veren bir özelliktir. Özellikle farklı tektonik ortamlar arasındaki karşılaştırmayı sağlamaktadır. Bir bölge için yapılan normalleştirilmiş kanal dikliği indeksi (k_{sn}) hesaplamalarında elde edilen değerlerin yüksekliği bölgenin tektonizmanın etkisinde olduğunu, aşınma süreçlerinin ve yüksek eğimli nehir kanallarının varlığına işaretir (DiBiase ve ark., 2010; Kirby ve Whipple, 2012).

Çalışma alanında tektonik olarak farklı alanları temsil eden 62 nehir kanalı üzerinden normalize kanal diklik hesaplaması yapılmıştır (Şekil 4.33).



Şekil 4.33. Hesaplanan kanal diklik indeksine bağlı olarak tektonik aktivite haritası.

Doğubayazıt Fayı'nın kuzeybatı kesimini kontrol eden Dalbahçe ve Beruj segmentleri üzerinde düşük ve orta k_{sn} değerleri (7-40) hesaplanmıştır. Ancak Beruj Segmenti'nin güneybatı uçlarında ötelenmelerin ölçüldüğü yerde elde edilen k_{sn} değerleri (70-110) yüksektir. Bu durumda Beruj Segmenti'nin güneybatı uçlarında

tektonik faaliyetin yüksek olduğunu ve aşınma faaliyetlerinin fazla olduğunu göstermektedir.

Fayın orta kesimini kontrol eden ve ötelenme miktarının en fazla ölçüldüğü Kalus Segmenti tarafından kontrol edilen Kalus Tepesi üzerindeki hesaplamalarda ise orta-yüksek değerler (70-110) ölçülmüştür. Burada Kalus Tepesi'nin zirvesi ile kuzeybatı yamaçlarında tektonik aktivitenin yüksek olduğuna ve yüksek eğimli nehirlerin varlığına işaretler. Yine bu kesimde yer alan Pullutarla, Yanoba ve Harabedeğirmen segmentleri üzerinde düşük değerler (7-40) ölçülmüştür. Buradaki ölçümler, daha düşük eğimli nehir kanalları, tektonizma ve aşınma faaliyetlerinin azlığına işaretler.

Fayın güney kesimini kontrol eden segmentlere baktığımızda Bübük Segmenti'nin kuzeybatı kesimlerinin büyük çoğunluğunda düşük değerler (7-40) ölçülmüştür. Daha güneybatı kesimlerinde ise orta değerler (40-70) ölçülmüştür. Genel olarak buradaki nehir kanalları daha düşük eğimlidir. Bu kesimde yer alan Şemso Tepesi alüvyonlarını kontrol eden Şemso Segmenti üzerinde yapılan ölçümlerde Şemso Tepesi'nin kuzey ve güney yamaçlarında orta değerler (40-70) elde edilmiştir. Şemso Tepesi'nin kuzey yamaçlarında segmentin orta kesimlerinde yüksek değerler (70-110) elde edilmiştir. Günyolu Segmenti üzerindeki ölçümlerde ise düşük değerler (7-40) elde edilmiştir. Yine güney kesimi kontrol eden ve Doğubayazıt Fayı'nın en güneybatı kesimini oluşturan Sağdıç ve Ganisipi segmentleri üzerinde orta değerler (40-70), segmentlerin kuzey kesiminde ise yüksek değerler (70-110) ölçülmüştür.

Doğubayazıt Fayı için yapılan normalize kanal diklik indeksi hesaplamalarında genel olarak değerlerin 40-70 arasında değişen orta değerler olduğu görülmektedir. Yapılan ölçümlerde en yüksek değerler (70-110) Beruj Segmenti'nin güneybatı kesimi, Kalus Dağı zirvesinde, Ganisipi Segmenti'nin kuzey kesimi ve Şemso Dağı'nın kuzeyinde ölçülmüştür. Bu kesimler morfolojik ötelenmelerin en fazla ölçüldüğü yerlerdir. Buradaki ölçümler tektonik aktivitenin ve aşınma faaliyetlerinin en fazla olduğu yerleri işaret etmektedir. Ayrıca bu kesimlerde nehir kanallarının yüksek eğimli olduğu görülmekte bu durumda nehirlerin içerisinden aktığı farklı birimlere bağlanmaktadır. Özellikle Kalus Segmenti'nin kuzeybatı ucunda ve Şemso Segmenti

boyunca gelişen alüvyonlar içerisinde geçen nehir kanalları boyunca ani kırılmalar yaşayarak yüksek eğim kazanmışlardır.





5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Arap ve Avrasya levhalarının yakınsama hareketine bağlı olarak Anadolu'da yeni bir tektonik rejim başlamış ve yeni tektonik rejimin etkisi altında birçok ana yapı gelişmiştir. Ana yapılardan biri de DAST'tır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Jackson, 1992; Allen ve ark., 2004; Copley ve Jackson, 2006). DAST içerisinde de yeni rejimin etkisiyle bazı tektonik ürünler gelişmiş olup en önemlilerinden biri KB ve KD uzanımlı doğrultu atımlı faylardır (Koçyiğit ve ark., 2001). Reilinger ve ark. (2006) ve Djomour ve ark. (2011), tarafından yapılan GPS ölçüm tabanlı katı blok modellemeleriyle DAST daha küçük bloklara ayrılmıştır. Bu küçük bloklardan biri olan LCT, DAST'ın kuzeydoğusunda yer almaktadır. LCT içerisinde bölgenin deformasyonunu kontrol eden çok sayıda sağ yanal doğrultu atımlı fay gelişmiştir. Çalışmanın konusunu oluşturan Doğubayazıt Fayı da bu faylardan biridir. Doğubayazıt Fayı yaklaşık olarak $K35^{\circ}$ - 42° B doğrultusunda uzanan yaklaşık olarak 60 km uzunluğunda ve 11 geometrik segmentten meydana gelmektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı ve aktif bir fay zone olan bu fayın bazı segmentleri (Şemso, Harabedeğirmen ve Yanoba) bindirme bileşenlidir. Bu bölgede gelişen fayların İran'a devamlılığı olup Doğubayazıt Fayı da Maku Fayı olarak devam etmektedir. 60 km uzunluğunda olmasına rağmen bölgenin deformasyonunu önemli derecede kontrol etmektedir.

DAST içerisinde K-G yönlü sıkışmaya bağlı olarak bölgenin deformasyonunu kontrol eden farklı türde faylar gelişmiş olup, tarihsel dönemlerden günümüze kadar can ve mal kayıplarının yaşandığı yıkıcı etkide depremler üretmişlerdir. Bu bölgedeki sismik aktivite bölgenin depremsellik açısından sahip olduğu risklere işaret etmektedir. Özellikle Doğubayazıt ve yakın çevresinde meydana gelen aletsel dönem depremleri (Şekil 4.4), kayıtlara Doğubayazıt depremleri olarak geçmesine rağmen depremlerin hasar kayıtları göz önünde bulundurulduğunda Doğubayazıt Fayı ya da Balıkgölü Fayı'na bağlı olarak mı geliştiğine ilişkin net bir veri bulunmamaktadır. Bölgenin tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları bir bütün olarak değerlendirildiğinde sismik olarak oldukça aktif olduğu, bölgenin deformasyonunu kontrol eden faylardan biri olan Doğubayazıt Fayı üzerinde ve civarında yoğunlaşan depremlerin varlığı bu fayı sismik

olarak önemli kılmaktadır. Çalışma alanı ve civarıyla ilgili yapılacak ayrıntılı bir sismo- tektonik çalışma ile bu bölgedeki deprem dağılımlarının hangi faya bağlı olarak geliştiği daha net bir şekilde anlaşılabacaktır.

Çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimleri Ağrı Volkanı'na ait ürünlerden oluşurken güney-güneybatı kesimleri Tendürek Volkanı'na ait ürünlerden oluşmaktadır. Doğubayazıt Havzası'nın kuzeybatı ve orta kesimleri Kuvaterner yaşlı genç birimlerden oluşmaktayken, havzanın güneydoğu kesimleri ile havzayı çevreleyen yüksek dağlık alanlara geçildikçe yaşlı birimler görülmektedir. Bölgede en yaşlı olarak temelde Prekambriyen-Kretase yaşlı metamorfikler yer alırken gence doğru Eosen yaşlı çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı, Miyosen yaşlı kumtaşı-kireçtaşı ve Kuvaterner yaşlı andezit, bazalt, tuf ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 4.6). Doğubayazıt Fayı boyunca Ağrı Volkanı'na ait bazalt ve andezit birimleri yer almaktadır. Özellikle fayın orta kesimini oluşturan Pullutlarla, Yanoba ve Harabedeğirmen köyleri civarında fay doğrultusu boyunca sırt tipi bazalt çıkışları gözlenmiş bu çıkışlar 'S' yapısı şeklinde bir morfoloji sunmakta (Şekil 4.7c) ve bazı yerlerde halat tipi akma yapısına sahip noktasal çıkışlar şeklinde gözlenmiştir (Şekil 4.7b). Fayın kuzey blokunda yer alan tabakalı bazaltlarda K20°-40°B doğrultusunda 15°D eğim yönlü açılma çatlağı ölçülmüş ve gri renkte oldukları gözlenmiştir. Açılma çatlağı boyunca bazalt örneklerinde güneyden kuzeye doğru altta daha az boşluklu üstte ise boşlukların arttığı görülmüştür (Şekil 4.7). Bu çıkışlar önemli makaslama zonu içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Kalus Dağı üzerinde fay izi yaşlı kireçtaşı sınırı boyunca devam etmiş fay dikliği ve düzlemi görülmüştür (Şekil 4.14b). Güneyde yer alan Şemso Dağı eteklerinde çok iyi gelişmiş sıralı alüvyal yelpazeler sağ yanal olarak ötelenmiştir. (Şekil 4.16b).

Doğubayazıt Fayı renkli sayısal hava fotoğraflarından elde edilen 1 m çözünürlüklü DSM görüntülerine bağlı olarak hem otomatik hem de manuel olarak morfolojik ve yapısal veriler sonucunda 11 segmente ayrılmıştır (Şekil 4.9c). Segmentler boyunca yamulma ve deformasyonun segment özelliklerine bağlı olarak farklılık göstermesinden dolayı tüm segmentler boyunca ötelenmeler ölçülmüştür. Segmentlerin daha çok fayın kuzeybatısında yoğunlaştığı ötelenmelerin ise fayın kuzey kesiminde daha fazla olduğu saptanmıştır. Arazi çalışmaları ve İHA verilerinin

fotogrametrik değerlendirilmesi ile elde edilen verilere göre Dalbeğe, Beruj, Kalus ve Şemso segmentleri üzerinde morfotektonik belirteçlerin (dere, morfolojik ve litolojik ötelenmeler, alüvyal yelpaze, uzamış sırt) yoğunlaştığı gözlenmiştir. Fay boyunca yapılan ötelenme çalışmalarında büyük ve küçük ölçekli olmak üzere sistematik ötelenmelerin olduğu görülmektedir. Özellikle, Kalus Segmenti üzerinde yaklaşık olarak 1 km'lik morfolojik ötelenme ölçülmüştür (Şekil 4.14d). Fayın orta kesiminde yer alan Beruj ve Dalbeğe mevkiinde 8 -110 m arasında değişen dere ötelenmeleri (Şekil 4.11c) bazalt sırtında ise 1,7 km (Şekil 4.10c) ve 1,2 km'lik (Şekil 4.13d) ötelenmeler ölçülmüştür. Çalışma alanında çizgisel uzanan bazalt sırtları yer almakta ve bu sırtlar Beruj Segmenti tarafından 70-100 m arasında değişen ölçeklerde kesilip ötelenmektedir. Morfotektonik ve arazi çalışmaları birlikte değerlendirildiğinde Doğubayazıt Fayı'nın kuzeybatı kesiminin güneydoğuya oranla daha aktif olduğu ve morfotektonik yapıların özellikle kuzey kesimlerde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Bu sonuçlar, Doğubayazıt Fayı'nın özellikle kuzeybatı kesimlerinin Küçük Kafkas Bloğu'nun içsel deformasyonunun kontrolünde aktif rol aldığını göstermektedir.

Doğubayazıt Fayı boyunca yapılan morfometrik analiz sonuçlarına göre deformasyonun özellikle hangi bölgelerde yoğunlaştığı ve fay boyunca gelişen morfolojik yapılar, yapılan morfometrik analizler ile denetirilerek bölgenin genel bir tektonik aktivite değerlendirmesi yapılmıştır. Çalışma alanını denetleyen drenaj ağı, bölgenin 1/25.000 'lik topografik haritası üzerinden işaretlenerek drenaj havzaları oluşturulmuştur. Doğubayazıt Havzasını denetleyen 274 adet alt havza tanımlanarak fayın gidişine bağlı olarak kuzey, orta ve güney olmak üzere 3 kesime ayrılmıştır (Şekil 4.21).

Doğubayazıt Havzası için belirlenen 274 alt havza üzerinden yapılan HE ve HI hesaplamaları (Şekil 4.27) bir bütün olarak değerlendirildiğinde fayın kuzey ve güney kesimlerinin S şekilli eğriler sunduğu dolayısı ile olgunlaşma süreci henüz tamamlanmamış ve orta şiddette aşınmış havzaları göstermektedir. Beruj Segmenti boyunca yer alan alt havzaların olgunlaşma evresinin başında ve genç olduğu, tektonizmanın aşınma süreçlerinden fazla olduğunu göstermektedir. Kalus Segmenti'nin ise kuzey kesiminde kalan havzaların yaşlı ve bu havzalarda aşınma süreçlerinin baskın olduğu görülmektedir. Güney kesiminde yer alan havzalar ise daha

genç ve tektonizmanın etkisi altındadır. Doğubayazıt Fayı'nın orta kesimlerinde yer alan Şemso Dağı genel olarak değerlendirildiğinde tektonizma ve aşınma süreçlerinin dengede olduğu ve orta derecede aşınmış havzalardan oluştuğu anlaşılmaktadır. Orta kesimde ise dış bükey eğriler elde edilmiş bu kesimin daha çok genç havzalardan oluştuğu ve tektonizmanın aşınma süreçlerinden fazla olduğu anlaşılmaktadır.

Çalışmada Doğubayazıt Fayı'nın deformasyonuna bağlı olarak oluşturulan 162 adet alt havza üzerinden Asimetri Faktörü (AF) değerleri hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamada 51 adet simetrik, 45 adet az asimmetrik, 35 adet orta asimmetrik ve 31 adet baskın asimmetrik havza olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.28). Fayın deformasyon bölgesi içindeki kuzey, orta ve güney kesimlerinde yer alan alt havzaların büyük çoğunluğunun baskın asimmetrik havza sınıflaması içerisinde yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.29). Simetrik havzalar daha çok Kalus ve Şemso segmentlerinin kontrolündeki Kalus ve Şemso dağlarının eteklerinde görülmektedir. Bölgenin baskın asimmetrik havza özelliği taşımasının sebebi Doğubayazıt Havzası'nın birden fazla ve birbirinden bağımsız segment tarafından kontrol edilmesi ve Kuvaterner yaşlı bazalt, andezit ve alüvyonlardan oluşmasına bağlanmıştır. Doğubayazıt Fayı'nın kontrol ettiği 162 alt havzanın 46'sı sola eğimli, 63'ü sağa eğimli havzalardır. 50'nin altında değerler sunan havzalardaki drenaj ağları kuzey doğuya doğru eğimlenirken 50'nin üstünde değerler sunan havzalardaki drenaj ağları ise güneybatı yönünde eğimlenmişlerdir. 53 havzada ise herhangi bir eğimlenme görülmemektedir (Şekil 4.30). Elde edilen bu verilerden bölgenin genel olarak Doğubayazıt Fayı'na bağlı olarak tektonik faaliyetin etkisi altında şekillendiği ve havzaların çoğunluğunun tektonizmanın etkisinde olduğu görülmektedir.

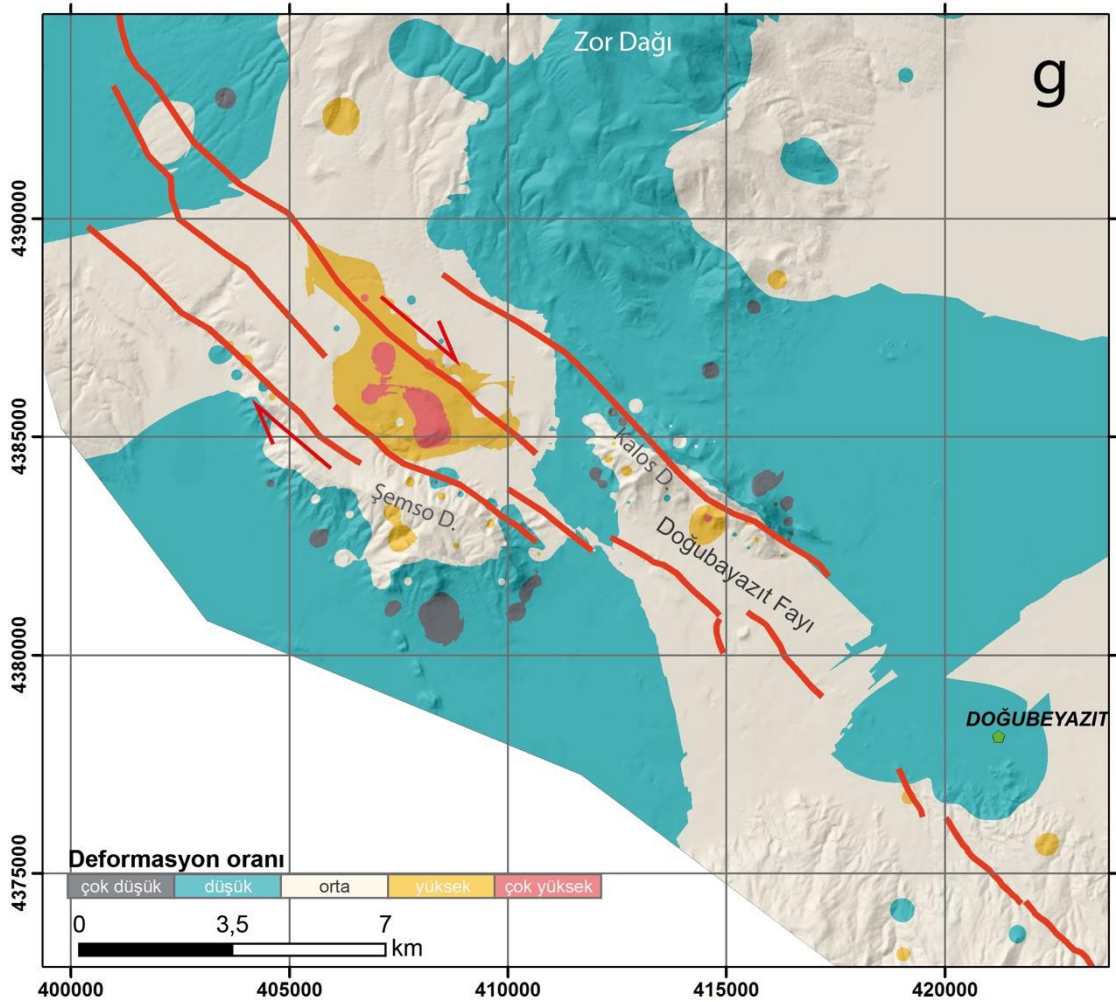
Çalışma alanı içerisinde yer alan 274 alt havza üzerinden Drenaj Havzası Şekli (Shp) hesaplaması yapılmıştır. Yapılan hesaplamada çalışma alanı içerisinde yer alan 28 alt havza dairesel, 20 alt havza orta derecede uzamış, 42 alt havza uzamış ve 184 alt havzanın da yüksek derecede uzamış şekilli olduğu görülmektedir (Şekil 4.31). Çalışma alanı için Shp değerleri bir bütün olarak değerlendirildiğinde fayın kuzey kesiminin uzamış havzalardan oluştuğu ve bu kesimde tektonik aktivitenin yüksek olduğu görülmektedir. Fayın orta kesimi, elde edilen değerlere göre uzamış ve orta derecede uzamış havzalardan oluşmaktadır. Özellikle bazalt tepesinin içinde yer aldığı havzalarda

tektonik aktivitenin fazla olduğu aşınma faaliyetlerinin az olduğu görülmektedir. Kalus Dağı'nın zirvesinde yer alan havzalarda tektonik aktivitenin durgunluğu bu bölgede aşınma faaliyetlerinin fazla olduğu ve olgun havzalardan oluştuğu görülmektedir. Ancak Kalus Dağı'nın eteklerine doğru tektonik aktivitenin devam ettiği ve daha genç havzalardan oluştuğu görülmektedir. Fayın güney kesiminde elde edilen değerlere göre havzalar uzamış ve orta derecede uzamış havzalardan oluşmaktadır. Bu bölgede de tektonik faaliyetlerin yüksek aşınma hızının düşük olduğu ve daha genç havzalardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.32).

Çalışma alanında tektonik olarak farklı alanları temsil eden 62 nehir kanalı üzerinden Normalize Kanal Diklik İndeksi (Ksn) hesaplaması yapılmıştır (Şekil 4.33). Doğubayazıt Fayı için yapılan normalize kanal diklik indeksi hesaplamalarında genel olarak değerlerin 40-70 arasında değişen orta değerler olduğu görülmektedir. Yapılan ölçümlerde en yüksek değerler (70-110) Beruj Segmenti'nin güneybatı kesimi, Kalus Dağı zirvesinde, Ganisipi Segmenti'nin kuzey kesimi ve Şemso Dağı'nın kuzeyinde ölçülmüştür. Bu kesimler morfolojik ötelenmelerin en fazla ölçüldüğü yerlerdir. Buradaki ölçümler tektonik aktivitenin ve aşınma faaliyetlerinin en fazla olduğu yerleri işaret etmektedir. Ayrıca bu kesimlerde nehir kanallarının yüksek eğimli olduğu görülmekte bu durum da nehirlerin içerisinde aktığı farklı birimlere bağlanmaktadır. Özellikle Kalus Segmenti'nin kuzeybatı ucunda ve Şemso Segmenti boyunca gelişen alüvyonlar içerisinde geçen nehir kanalları boyunca ani kırılmalar yaşayarak yüksek eğim kazanmışlardır.

Çalışmada yapmış olduğumuz morfometrik analiz sonuçları Doğubayazıt Fayı'nın deformasyonuna ilişkin de önemli bulgular sağlamıştır. Yapılan morfometrik analiz sonuçları bir bütün olarak değerlendirildiğinde fayın orta kesimini oluşturan ve maksimum ötelenmelerin ölçüldüğü bazalt tepesi, Kalus Tepesi'nin güney yamaçları ile Şemso Tepesi'nin güneyinde kalan alanlarda yüksek deformasyon oranları ölçülmüştür (Şekil 5.1). Bunun sebebi olarak bu kesimin birbirine paralel gelişen birden fazla segment tarafından kontrol edilmesidir. Doğubayazıt Fayı segmentleri içerisinde kuzeybatı kesimi kontrol eden Beruj, Dalbahçe ve güney kesimi kontrol eden Şemso segmentleri genç oluşumlu ve oldukça aktifler. Bu nedenle fayın kuzeybatı kesimi bölgenin deformasyonunu önemli derecede kontrol etmektedir. Doğubayazıt Fayı'nın

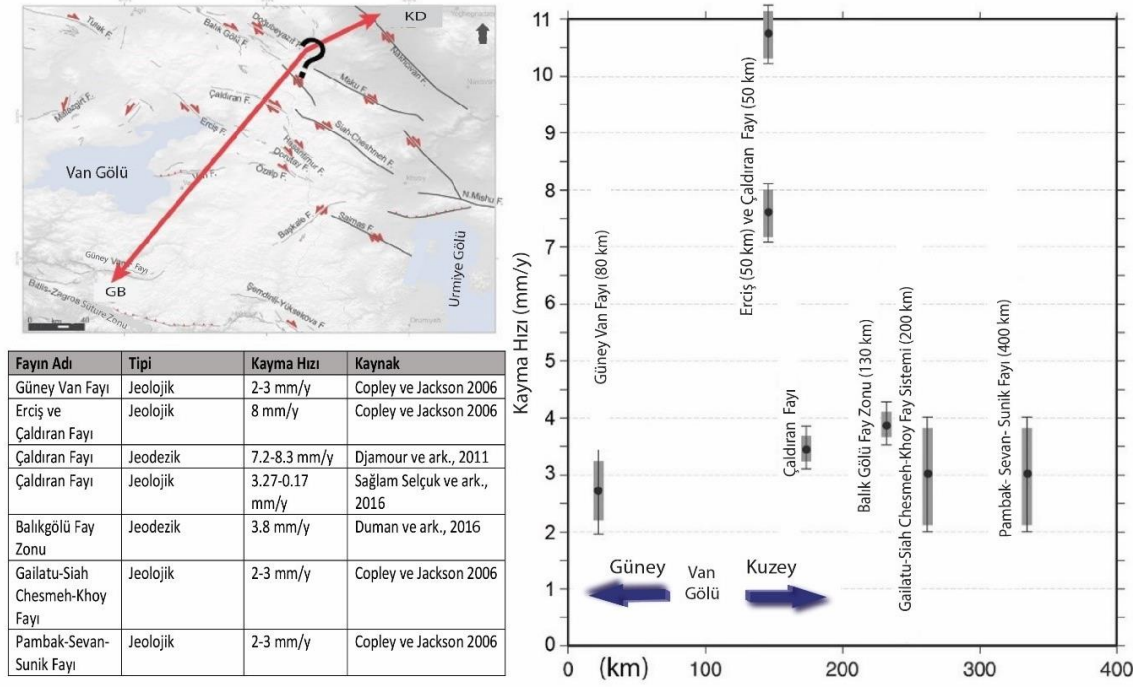
bölgesel tektonik içerisindeki konumunu değerlendirdiğimizde kendisine paralel gelişen birçok fay ile bölgenin deformasyonunu kontrol etmektedir.



Şekil 5.1. Çalışma alanına ait deformasyon haritası.

Bölgesel tektonik içerisinde Doğubayazıt Fayı'nın konumunu değerlendirdiğimizde ise bölgenin deformasyonunu kontrol eden ve Van Gölü'nün güneyinden başlayarak kuzeyine doğru Güney Van Fayı, Erciş Fayı, Çaldıran Fayı, Balıkgölü Fayı, Doğubayazıt Fayı, Iğdır ve Nahçıvan Fayı olarak devam eden bu fayların İran'a kadar devam ettiği İran'da Kuzey Tebriz Fayı ile birleştiği bilinmektedir. Bu bölgenin deformasyonunu kontrol eden özellikle sağ yanal doğrultu atımlı faylar ile ilgili jeolojik ve jeodezik birçok kayma hızı çalışması (Copley ve Jackson, 2006; Djamour ve ark., 2011; Sağlam Selçuk ve ark., 2016; Duman ve ark., 2018) yapılmış

ancak Doğubayazıt Fayı'na ilişkin herhangi bir kayma hızı çalışması bulunmamaktadır (Şekil 5.2). Doğubayazıt Fayı, bölge içerisinde 60 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Özellikle Doğubayazıt Fayı'na yakın ve paralel gelişen Iğdır Fayı ile Balıkgölü Fayı arasında bu bölgedeki deformasyonun nasıl paylaşıldığına ilişkin bir verinin olmaması bu faya verilecek bir kayma hızının bölgenin tektoniğinin açıklanmasında önemli olacaktır.



Şekil 5.2. Bölgesel tektonik içerisinde yer alan faylara ilişkin kayma hızı çalışmaları.



KAYNAKLAR

- AFAD, 2018. T.C. İç İşleri Bakanlığı Afet ve Acil Yönetimi Başkanlığı web sitesi, <https://www.afad.gov.tr/>. Ankara. Erişim tarihi :04.01.2022.
- Akı, K., 1989. Geometric features of a fault zone related to the nucleation and termination of an earthquake rupture. In Proc. Conf. XLV Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. **U.S. Geological Survey Open-File Report, 89-315:1-9.**
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. **Tectonics, 23**: TC2008.
- Al-Lazki A., Seber, D., Sandvol, E., Türkelli, N., Mohamad, R., Barazangi, M., 2003. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions. **Geophysical Research Letters, 30** (24): 8043.
- Ambraseys, N.N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge
- Angus, D.A., Wilson, D., Sandvol, E., Ni, J. F., 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions. **Geophysical Journal International, 166** (3): 1335-1346.
- Avcı, V., Günek, H., 2015. Karlıova Havzası'nın (Bingöl) Morfolojisi Üzerinde Kuzey Anadolu Fayı (Kaf) ve Doğu Anadolu Fayı'nın (Daf) Etkisinin Morfometrik İndislerle Belirlenmesi. **IV. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu**. 2015, Samsun. 81-97.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Andrus basin, southern California. **Bulletin of the Geological Society of America, 114**: 745-753.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. **Tectonics, 7**: 663-684.
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian Fault Zone. **Annales Tectonicae, 6**:164-195.
- Berberian, M., 2004. **Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau A Historical, Social and Physical Approach**. Elsevier, Holland.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. **Geodinamica Acta, 14**: 3-30.
- Bull, W. B., 1977. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California, U.S. Geological Survey Contract Report 14-0-001-G-394.
- Bull, W. B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Geomorphology in Arid Regions, State University of New York, Binghamton, 115-138.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: An explanation for scatter in maximum displacement and trace length

- data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, **17**: 1319–1326.
- Chen, Y.C., Sung, Q., 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**: 109-137.
- Ciccacci, S., D'Alessandro, L., Fredi, P., Palmieri, E.L., 1992. Relations between morphometric characteristics and denudational processes in some drainage basins of Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **36**: 53-67.
- Cooley, S.W., Mcmillan, M. E., Tressler, C.R., 2009. *GIS Methods for Tectonic Geomorphology*. 18-21 October 2009, General Information for this Meeting, Steady and Unsteady Deformation of Folds, Faults, and Orogens: Dynamics, Kinematics, and Insights to Coupled Processes (Posters), Geological Society of America Abstracts with Programs, Session No. 107.
- Copley, A., Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, **25**: 1–19.
- Cox, R. T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *GSA Bulletin*, **106**(5): 571-581.
- Çakar. S., Kul, A. Ö., Mutlu, S., Çiftçi, A., Sağlam Selçuk, A., 2022. **74. Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı**. Jeoloji Mühendisleri Odası, 149, Ankara. 528.
- D'Alessandro, L., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia-Palmeri, E., Peppoloni, S., 1999. Hypsometric analysis in the study of Italian drainage basin morphoevolution. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **20**: 187–202.
- Davis, W. M., 1892. The convex profile of badland divides. *Science* **20**, 245.
- De Joussineau, G., Mutlu, O., Aydın, A., Pollard, D. D., 2007. Characterization of strike-slip fault-splay relationships in sandstone. *Journal of Structural Geology*, **29**: 1831–1842.
- De Joussineau, G., Aydın, A., 2009. Segmentation along Strike-Slip Faults Revisited. *Pure and Applied Geophysics*, **166**: 1575–1594
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C., 1986. Kıtasal litosferin kısaltılması: Doğu Anadolu neotektoniği-genç bir çarpışma bölgesi. *Jeoloji Derneği*, **19**: 1-36.
- Dhont, D., Chorowicz, J., 2006. Review of the neotectonics of the Eastern Turkish–Armenian Plateau by geomorphic analysis of digital elevation model imagery. *International Journal of Earth Sciences*, **95**: 34–49.
- DiBiase R. A., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., Ouimet, W. B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, **289**: 134-144.
- Djamour, Y., Andrnant, P., Nankali, H. R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**: 27-34.

- Duman, T. Y., Çan, T., Emre, Ö., Kadirioğlu, F. T., Baştürk, N. B., Kılıç, T., Arslan, S., Özalp, S., Kartal, R. F., Kalafat, D., Karakaya, F., Azak, T. E., Özel, N. M., Ergintav, S., Akkar, S., Altınok, Y., Tekin, S., Cingöz, A., Kurt, A. İ., 2016. Seismotectonic database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, **16**: 3277-3316.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, **109**: 1-18.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Olgun, Ş., Elmacı, H., 2012. 1:250.000 ölçekli Türkiye diri fay haritaları serisi, Doğubayazıt (NJ38-2) Paftası, Seri No:54, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F., 2013. Açıklamalı TürkiyeDiri Fay Haritası, 1:1 250 000: MTA Özel yayınlar serisi-30.
- Eski, S., Sözbilir, H., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Sümer, Ö., 2020. Gölarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **63**: 345-372.
- Finzi, Y., Hearn, E. H., Ben-Zion, Y., Lyakhovsky, V., 2009. Structural properties and deformation patterns of evolving strike-slip faults: Numerical simulations incorporating damage rheology. *Pure and Applied Geophysics*, **166**: 1537-1573
- Flint, J. J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, an discharge. *Water Resources Research*, **10**: 969-973.
- Flodin, E., Aydın, A., 2004. Evolution of a strike-slip fault network, Valley of Fire State Park, southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, **116** (1-2): 42-59.
- Font, M., Amorese, D., 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**: 172-180.
- Giamboni, M., Wetzel, A., Schneider, B., 2005. Geomorphic response of alluvial riandrs to actiand tectonics: Example from the southern Rhine Graben. *Australian Journal of Earth Sciences*, **97**: 24-37.
- Gilbert, G. K., 1877. *Geology of the Henry Mountains, (Utah), Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region*. U.S., Government Printing Office, Washington, D.C., US, 160.
- Gordon, R. G., 1998. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **26**: 615-642.
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Okay, A. İ., Özgül, N., Tüysüz, O., Sakınc, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Genç, T., Örcen, S., Ercan, T., Akyürek, B., Şaroğlu, F., 1998. Türkiye'ninTriyas-Miyosen Paleocoğrafya Atlası. TÜBİTAK-Global Tektonik Araştırma Ünitesi.

- Gürbüz, A., Gürer, Ö. F., 2008. Tectonic geomorphology of the north Anatolian Faultzone in the Lake Sapanca Basin (eastern Marmara region, Turkey). ***Geosciences Journal*, 12(3): 215–225.**
- Gürbüz, A., Şaroğlu, F., 2018. Right -Reteral Strike- Slip Faulting and Raleted Basin Formation in the Turkish-Iranian Plateau. ***Developments in Structural Geology and Tectonics*, 3: 101-130.**
- Hack, J. T., 1957. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. Geological Survey Professional Paper, 294-B. United States Government Printing Office, Washington, 1957.
- Hack, J. T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions 258-A, 80–97.
- Hare, P. W., Gardner, T. W., 1985. ***Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology.*** Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen and Unwin, Boston, pp. 123–134.
- Harris, R. A., Archuleta, R. J., Day, S. M., 1991. Fault steps and the dynamic rupture process: 2-d simulation of a spontaneously propagating shear fractures. ***Geophysical Research Letters*, 18: 893–896.**
- Harris, R. A., Day, S. M., 1999. Dynamic 3D simulation of earthquakes on en echelon faults. ***Geophysical Research Letters*, 26: 2089–2092.**
- Hempton M. R., 1987. Contrsaints on Arabian Plate Motion and Extensional History of the Red Sea. ***Tectonics*, 6: 687- 705.**
- Herrera M. T. R., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the AcambayGraben, Mexican Volcanic Belt. ***Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317-332.**
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Fegghi, K., Solaymani, S., 2003. Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NWIran: preliminary results. ***Annals of Geophysics*, 46: 903–916.**
- Hisarlı, Z. M., Çinku, M. C., Ustaömer, T., Keskin, Ö., Orbay, N., 2015. Neotectonic deformation in the Eurasia–Arabia collision zone, the East Anatolian Plateau, E Turkey: evidencefrom palaeomagnetic study of Neogene–Quaternary volcanic rocks. ***International Journal of Earth Sciences*, 105: 139-165.**
- Hurtrez, J. E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effectof drainage area on thehypsoetry from ananalysis of small-scale drainage basins in the Siwalik hills (Central Nepal). ***Earth Surface Process and Landforms*, 24: 799–808.**
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus. ***Journal of Geophysical Research*, 97(B9): 12471–12479.**

- Kale, V. S., Shejwalkar, N., 2008. Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence?. ***Journal of Earth System Science*, 117**: 959-971
- Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. ***Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113** (1 – 2): 319 – 344.
- Karakhanian, A., Trifonov, V., Philip, H., Avagian, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northwestern Iran. ***Tectonophysics*, 380**: 189-219.
- Keller, E. A., 1986. ***Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes. Active tectonics, Studies in Geophysics***. (Editor: R. E. Wallace). National Academy Press, Washington DC. 136–147.
- Keller, E. A., Seaandr, D. B., Laduzinsky, D. L., Johnson, D. L., Ku, T. L., 2000. Tectonic geomorphology of actiand folding oandr buried reandrse faults: San Emigdio Mountain front, Southern San Joaquin Valley, California. ***Bulletin of the Geological Society of America*, 112**: 86-97.
- Keller, E. A., Pinter, N., 2002. ***Actiand Tectonics***. Prentice Hall, New Jersey. 362.
- Keskin, M., Pearce, J. A., Mitchell, J. G., 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. ***Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85**: 355-404.
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia. Turkey. ***Geophysical Research Letters*, 30**(24): 8046.
- Kirby, E., Whipple, K. X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. ***Journal of Structural Geology*, 44**: 54-75.
- Knott, S. D., Beach, A., Brockbank, P. J., Lawson Brown, J., Mccallum, J. E., Welbon, A. I., 1996. Spatial and mechanical controls on normal fault populations. ***Journal of Structural Geology*, 18**: 359–2372.
- Koçyiğit A., Beyhan A. A., 1998. New intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, ***Tectonophysics*, 284**: 317- 336.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. ***Geodinamica Acta*, 14**: 177-195.
- Kul, A. Ö., 2020. ***Erciş Fayı'nın Van gölü Havzası'nın Tektonik Evrimine Etkisinin Morfometrik İndislerle Belirlenmesi*** (Yüksek Lisans Tezi). Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Lebedev, V., Sharkov, E., Keskin, M., Oyan, V., 2010. Geochronology of Late Cenozoic Volcanism in the Area of Van Lake, Turkey: An Example of Development

- Dynamics for Magmatic Processes. *Doklady Earth Sciences*, **432**(2): 1031–1037.
- Leonardi, V., Arthaud, F., Tovmassian, A., Karakhanian, A. S., 1997. Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies. *Tectonophysics*, **273**: 293-316.
- Lifton, N. A., 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**: 77-114.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region: *Geophysical Journal International*, **30**(2): 109-185.
- Menekşe, V., 2008. *Doğubeyazıt (Ağrı) Çevresindeki Deformasyonların SAR İnterferometrisi ile Belirlenmesi* (Yüksek Lisans Tezi). YYÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Myers, R., Aydın, A., 2004. The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone. *Journal of Structural Geology*, **26**: 947–966.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, **8**: 263-277.
- Okay, A. I., Zattin, M., Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, **38**(1): 35-38.
- Oruç, N., Alpman, N., Karamandereci, H., 1976. Tendürek volkanı çevresindeki yüksek florür içerikli kaynak sularının hidrojeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, **19**: 1-8.
- Otsuki, K., Dilov, T., 2005. Evolution of self-similar geometry of experimental fault zones; implications for seismic nucleation and earthquake size. *Journal of Geophysical Research*, **110**: B03303.
- Oyan, V., 2018. Tutak (Ağrı) Volkanitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi: Amfibolce Zengin Granat Peridotit'in Kısmi Ergimesi. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, **33**(3): 41-56.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2012. Tectonic geomorphology of the Spiladağ high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, **173–174**: 128–140.
- Özkaymak, Ç., 2015. Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, **27**: 2-3, 110-129.
- Özsayın, E., 2016. Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, **28**(4): 241-253.
- Pérez -Peña, J. V., Azañón, J. M., 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**: 1214-1223.

- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M., Keller, E. A., 2010. Actiand tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. ***Geomorphology***, **119**: 74-87.
- Perron, J. T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. ***Earth Surface and Processes and Landforms***, **38**(6): 570–576.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. ***Tectonophysics***, **161**: 1–21.
- Philip, H., Avagyan, A., Karakhanian, A., Ritz, J. F., Rebai, S., 2001. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia). ***Tectonophysics***, **343**: 205–232.
- Rawat, A., Banerjee, S., Sundriyal, Y., 2021. Geomorphological and Statistical Assessment of Tilt-Block Tectonics in the Garhwal Synform: Implications for the Active Tectonics, Garhwal Lesser Himalaya, India. ***Geosciences***, **11**(8): 11080345.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., 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***, **111**: B05411.
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J. F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S. A., Masson, F., 2013. Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). ***Geophysical Journal International***, **193**(3): 1083-1094.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Johnson, D. L., 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Andntura, California. Tectonic Geomorphology: Proceedings of the **15th Annual Geomorphology Symposium**, Allen and Unwin Publishers, Boston, 183-207.
- Saber, R., Işık, V., Çağlayan, A., 2019. Tectonic geomorphology of the Aras drainage basin (NW Iran): Implications for the recent activity of the Aras fault zone. ***Geological***, **55**(7):5022-5048.
- Sağlam Selçuk, A., 2016. Evaluation of the relative tectonic activity in the eastern Lake Van basin, East Turkey. ***Geomorphology***, **270**: 9-21
- Sağlam Selçuk, A., Erturaç, M. K., Nomade S. 2016. Geology of the Caldiran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behavior. ***Tectonophysics***, **680**:155-173.
- Sağlam Selçuk, A., Düzgün, M., 2017. Başkale Fay Zonu’nun Tektonik Jeomorfolojisi. ***Maden Tetkik ve Arama Dergisi***, **155**: 33-47.

- Sağlam Selçuk, A., Kul, A. Ö., 2021. Long-term slip rate estimation for Erciş, Fault in East Anatolian Compressive Tectonic Block from geologic and geomorphologic field evidence. *Geological Journal*, **56**(10):1–21.
- Sançar, T., 2021. Morphometric investigations on the NW Bitlis-Zagros mountain range (SE Turkey): Implications for the internal deformation of the western Turkish-Iranian Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, **216**: 104751.
- Sandvol E., Türkelli, N., Zor, E., Gok, R., Bekler, T., Gürbüz, C., Seber, D., Barazangi, M., 2003. Shear wave splitting in a young continent-continent collision: An example from Eastern Turkey. *Geophysical Research Letters*, **30**(24): 8041.
- Segall, P., Pollard, D. D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research*, **85**: 4337–4350.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. Tecdem: A MATLAB Based Toolbox For Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing And Stream Profile Analysis. *Computers&Geosciences*, **37**: 250–260.
- Shaw, B. E., Dieterich, J. H., 2007. Probabilities for jumping fault segment stepovers. *Geophysical Research Letters*, **34**(1): L01307.
- Sibson, R. H., 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature*, **316**: 248–251.
- Sibson, R. H., 1986. Rupture interaction with fault jogs. *Earthquake Source Mechanics*, **37**: 157–167.
- Solaymani Azad, S., Ritz, J. F., Abbassi, M. R., 2011. Left-lateral active deformation along the Mosha–North Tehran fault system (Iran): morphotectonics and paleoseismological investigations. *Tectonophysics*, **497**: 1–14.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, **63**: 1117–1142.
- Şaroğlu, F., 1985. *Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimi* (Doktora Tezi Yayınlanmamış). İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri. *Maden Tektik ve Arama Dergisi*, **107**: 73–94.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiye'nin Aktif Fayları ve Depremsellikleri. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu No: 8174, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1992. Active Fault Map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara Turkey.
- Şengör, A. M. C., Kidd, W. S. F., 1979. Postcollisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, **55**(3-4): 361–376.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**: 181–241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: T.R. Biddle

- and Christie-Blick (Editors), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. **SEMP Society for Sedimentary Geology**, 37: 227-264.
- Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Genç, T., Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. **Geophysical Research Letters**, 30(24): 8045.
- Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A. D., Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. **Earth-Science Reviews**, 90(1-2): 1-48.
- Tan, O., Taymaz, T., 2006. Active tectonics of the Caucasus: earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms. **Geological Society of America**, 409: 531-578.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A., 2008. The earthquake catalogues for Turkey. Turk. **Turkish Journal of Earth Sciences**, 17: 405-418.
- Tapan, M., Özvan, A., Şengül, M. A., 2005. 2 Temmuz 2004 Doğubayazıt Depremi Yer- Yapı İlişkisi ve Yaşanan Kayıplar. **Deprem Sempozyumu**. 23-25 Mart 2005, Kocaeli. 1074-1080.
- Toksöz, M. N., Nábělek, J., Arpat, E., 1978. Source properties of the 1976 earthquake in East Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. **Tectonophysics**, 49: 199-205.
- Topal, S., 2012. **Denizli Havzasındaki Fayların Tektonik Jeomorfolojisi (GB Türkiye)** (Doktora Tezi). Pamukkale Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.
- Topal, S., Özkul, M., 2017. Determination of relative tectonic activity of the Honaz fault (SW Turkey) using geomorphic indices. **Pamukkale Üniversitesi Mühendisliği Bilim Dergisi**, 24(6):1200-1208.
- Topal, S., 2019. Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) Göreceli Tektonik Aktivitesinin Jeomorfik İndislerle Belirlenmesi. **GÜFBED**, 9(1):37-48.
- Trifonov, V. G., Karakhanian, A.S., Berberian, M., Ivanova, T.P., Kazmin, V.G., Kopp, M.L., Kozhurin, A.I., Kuloshvili, S.I., Lukina, N.V., Mahmud, S.M., Vostrikov, G.A., Swedan, A., Abdeen, M., 1996. Active faults of the Arabian plate bounds Caucasus and MiddleEast. **Journal of Earthquake Prediction Research** 5: 363-374.
- Türkelli, N., Sandvol, E., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Al-Lazki, A., Karabulut, H., Kuleli, S., Eken, T., Gürbüz, C., Bayraktutan, S., Seber, D., Barazangi, M., 2003. Seismogenic zonesin Eastern Turkey. **Geophysical Research Letters**, 30(24): 8039.
- USGS, 2011, Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Dairesi. <https://www.usgs.gov/> USGS: United States Geological Survey. Erişim tarihi: 02.03.2022.
- Ünal, E., 2018. **Tendürek Volkanının Volkanostratigrafisi, Petrolojisi ve Magmatik Evrimi** (Doktora Tezi). Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.

- Walcott, R. C., Summerfield, M. A., 2008. Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. ***Geomorphology***, **96**:174-186.
- Wesnowsky, S. G., 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. ***Nature***, **444**: 358–360.
- Whipple, K. X., Tucker, G. E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. ***Journal of Geophysical Research-Solid Earth***, **104**(B8): 17661-17674.
- Whipple, K. X., DiBiase, R. A., Crosby, B. T., 2013. Bedrock Rivers. ***Treatise on Geomorphology***, **9**: 550-573.
- Willgoose, G., 1994. A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models. ***Journal of Geophysical Research***, **99**: 13987-13996.
- Willgoose, C., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curand as an indicator of form and process in transport-limited catchment. ***Earth Surface Processes and Landforms***, **23**: 611-623.
- Wobus, Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls, ***Geological Society of America Special Papers***, **398**: 55-74.
- Xue, L., Gani, N. D., Abdelsalam, M. G., 2017. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. ***Geomorphology***, **285**: 374-398.
- Yıldırım, A., Karadoğan, S., 2011. Raman Dağları Güneyinde (Dicle Vadisi) Morfometrik ve Morfotektonik Analizler. ***Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi***, **16**: 154-166.
- Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of theTuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. ***Tectonophysics***, **630**: 183–192.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y., 1987. Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. ***Tectonophysics***, **134**: 177-199.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***, **44**(1-2): 69-87.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centres of th eastern Anatolia. ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***, **85**(1): 173-210
- Zabcı, C., 2020. Malatya Fayı’nın morfometrik özellikleri. ***Türk Coğrafya Dergisi***, **75**: 107-118.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003. The crustal structure ofthe East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. ***Geophysical Research Letters***, **30**(24): 8044.

Zovoili, E., Koukouvelas, I., Konstantinidi, E., 2004. Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos faults. ***Bulletin of the Geological Society of Greece***, 36(5):1716-1725.



ÖZGEÇMİŞ

İlk ve orta öğrenimini Van ilinin Çatak ilçesinde lise öğrenimini Van Türkiye Yardımsevenler Derneği Lisesi Fen Bilimleri alanında tamamladı. 2007 yılında Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimine başladı ve 2011 yılında bölümden mezun oldu. 2020 yılında aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisansa başladı. On yıldan bu yana Çatak İlçesi Sosyal Yardımlaşma ve Dayanışma Vakfı Başkanlığı'nda Sosyal Yardım İnceleme Görevlisi olarak çalışmaktadır.

Hakemli kongre/Sempozyum bildirisi kitaplarında yer alan yayınlar:

Çakar, S., Kul, A.Ö., Mutlu, S., Çiftçi Nar, A., Sağlam Selçuk, A., 2022. Doğubayazıt Fayı Boyunca Gelişen Tektono-Jeomorfolojik Yapıların Morfometrik Analizler ile Belirlenmesi, Uluslararası Katılımlı 74. Türkiye Jeoloji Kurultayı. Ankara, 11-15 Nisan 2022.

Sağlam Selçuk, A., Mutlu, S., Erturaç, M. K., Üner, S., Sançar, T., Özsayın, E., Çiftçi Nar, A., Kul, A.Ö., Özdamar, S., Çakar, S., Kiray, H.N., Zabcı, C., 2021. Balık Gölü Fay Zonu'nun geometrisi ve paleosismoloji: önbulgular, ATAG 24. Çalıştay.

Sağlam Selçuk, A., Mutlu, S., Erturaç, M. K., Üner, S., Sançar, T., Özsayın, E., Çiftçi Nar, A., Kul, A.Ö., Özdamar, S., Çakar, S., Kiray, H.N., Zabcı, C., 2021. Çaldıran Fayı'nın Segmentasyonu ve 24 Kasım 1976 Mw 7.3 Depremi yüzey kırığı üzerinde paleosismoloji çalışmaları: önbulgular ATAG 24. Çalıştay.

VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
LİSANSÜSTÜ TEZ ORJİNALLİK RAPORU

Tarih: 03/01 /2023

Tez Başlığı / Konusu: Doğubayazıt Fayı'nın (Ağrı) Segmentasyonu Ve Tektonik Jeomorfolojisi

Yukarıda başlığı/konusu belirlenen tez çalışmamın Kapak sayfası, Giriş, Ana bölümler ve Sonuç bölümlerinden oluşan toplam 67 sayfalık kısmına ilişkin, 02/01/2023 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından Turnitin intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtreleme uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezimin benzerlik oranı % (yüzde 12) dir.

Uygulanan filtreler aşağıda verilmiştir:

- Materyal ve yöntem hariç,
- Kaynaklar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Eşleme boyutunu 7 kelimeyle sınırlayın)

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Lisansüstü Tez Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılmasına İlişkin Yönergeyi inceledim ve bu yönergede belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

Tarih ve İmza

Adı Soyadı: Sema ÇAKAR

Öğrenci No: 19910001357

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Programı:

Statüsü: ☐ Yüksek Lisans ☐ Doktora

DANIŞMAN ONAYI
UYGUNDUR

ENSTİTÜ ONAY
UYGUNDUR