

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

**ERCİŞ FAYI'NIN VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN TEKTONİK EVRİMİNE
ETKİSİNİN MORFOMETRİK İNDİSLERLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Ahmet Özkan KUL
DANIŞMAN: Doç.Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK

VAN-2020

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

**ERCİŞ FAYI'NIN VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN TEKTONİK EVRİMİNE
ETKİSİNİN MORFOMETRİK İNDİSLERLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Ahmet Özkan KUL

Bu çalışma TÜBİTAK 1001 programı tarafından desteklenen 117Y426 kodlu
araştırma projesi tarafından desteklenmiştir.

VAN-2020

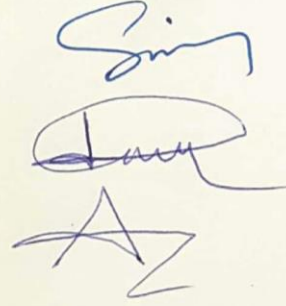
KABUL VE ONAY SAYFASI

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK danışmanlığında, Ahmet Özkan KUL tarafından sunulan "Erciş Fay'ının Van Gölü Havzasının Tektonik Evrimine Etkisinin Morfometrik İndislerle Belirlenmesi" isimli bu çalışma Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'nin ilgili hükümleri gereğince 04/05/2020 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile başarılı bulunmuş ve yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç. Dr. Serkan ÜNER

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Korhan ERTURAC

Üye: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK
(Danışman)



Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 29.05.2020 tarih ve 2020/29-1 sayılı kararı ile onaylanmıştır.

İmza
Enstitü Müdürü



SOY
urü

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.

Ahmet Özkan KUL



ÖZET

ERCİŞ FAYI'NIN VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN TEKTONİK EVRİMİNE ETKİSİNİN MORFOMETRİK İNDİSLERLE BELİRLENMESİ

KUL, Ahmet Özkan
Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Tez Danışmanı: Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK
Mayıs 2020, 79 sayfa

Van Gölü Havzası Doğu Anadolu-İran Platosu'nun batı kısmını oluşturan Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu (DAST) içerisinde yer almaktadır. Erciş Fayı (EF), Van Gölü Havzası içerisinde yer alan ve deprem oluşturma potansiyeli açısından önem arz eden aktif faylardan biridir.

Erciş Fayı, yaklaşık olarak 50 km uzunluğunda sağ yanal doğrultu atımlı $K30^{\circ}B$ doğrultulu bir faydır. Van Gölü havzasının kuzeyinde yer alan bu fay, bölge içerisinde aktif ve birbirine yaklaşık paralel uzanan kısa segmentlerden meydana gelerek güneydoğuya doğru net bir şekilde takip edilebilir. Erciş Fayı, tarihsel ve aletsel dönemlerde deprem üreten aktif faylardan biridir.

Bu çalışmada bölgede son yıllarda aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan morfometrik analizler yardımıyla EF'nin tektonik jeomorfolojisi araştırılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan morfometrik indisler; hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI), drenaj havzası asimetrisi (AF), akarsu uzunluk-eğim indeksi (SL), dağ önü kıvrımlılığı (S_{mf}), vadi tabanı uzunluğunun vadi yüksekliğine oranı (V_f) indeksleridir. Bu değerleri elde edebilmek için farklı araştırmacılar tarafından üretilen programlar kullanılarak hesaplanmıştır.

Erciş Fayı'nın aktif bir fay olması ve bölgenin jeodinamik evriminde rol üstlenmesinden dolayı, bu fayın segmentlerinin birbirlerine göre aktiflik derecelerinin belirlenmesi jeomorfolojik açıdan önemlidir. Erciş Fayı üzerinde yapılan morfometrik indisler, segmentlerin aktivitesinin yüksek olduğunu ve bölgesel yükselim hızının 0.5 mm/yıl'dan daha az olmadığına işaret etmektedir.

Anahtar kelimeler: Erciş Fayı, morfometrik indis, Van Gölü Havzası, yükselim hızı,



ABSTRACT

DETERMINATION OF THE EFFECT OF ERCİŞ FAULT ON THE TECTONIC EVOLUTION OF THE LAKE VAN BASIN BY MORPHOMETRIC INDICES

KUL, Ahmet Özkan
MSc. Thesis Geology Engineering
Supervisor : Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK
May 2020, 79 pages

The Lake Van basin is located in the Eastern Anatolia Compressed Tectonic Block (DAST), which constitutes the western part of the Eastern Anatolia-Iran Plateau. The Erciş Fault is one of the active faults in the Van Lake Basin, that is important for its potential for earthquakes.

The Erciş Fault is an N30W oriented right lateral strike-slip fault of approximately 50 km. The fault is composed of short segments that are active and parallel to each other in the region and can be followed in a towards the Southeast. Erciş Fault is one of the active faults producing earthquakes in historical and instrumental periods.

In this study, tectonic geomorphology of EF has been investigated with the help of morphometric analyzes frequently used in active tectonic studies in the region in recent years. Morphometric indices used in the study; Hypsometric curve and integral (HC and HI), Drainage basin asymmetry (AF), Stream length- gradient index (SL), Mountain front sinuosity (Smf), The ratio of valley floor width to valley height (Vf) and integral analysis of longitudinal profiles. These values were calculated by using programs produced by different researchers.

The fact that the Erciş Fault is an active fault due to its role in the geodynamic evolution of the region, the geomorphological significance of the segments of this fault is determined according to each other. The morphometric indices (Smf and VF) on the Erciş Fault indicate that the activity of the segments is high and that the velocity of the elevation is not less than 0.5 mm / year.

Keywords: Morphometric Indices, The Erciş Fault, The Lake Van Basin, Uplift rate



ÖN SÖZ

Van Gölü Havzası'nın kuzeyini kontrol eden faylardan biri olan Erciş Fayı'nın bölgedeki jeodinamik evrimi üzerindeki etkisini araştırmak amacıyla yaptığım bu tez çalışmasında, desteğini ve yardımlarını her zaman üzerimde hissettiğim değerli hocam Sayın Doç. Dr. Azad SAĞLAM SELÇUK'a, önümde yeni ufuklar açıp akademik hayata olan bakış açımı değiştirdiği için bütün kalbimle teşekkür ediyorum.

Tez çalışmamın her aşamasında farklı bilimsel bakış açısı edinmeme yardımcı olan ve her konuda desteklerini esirgemeyen TÜBİTAK Projesi Danışmanım değerli insan Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Korhan ERTURAÇ'a, tez yazım aşamasında yorum ve tecrübelerini benimle paylaşan Doç. Dr. Serkan ÜNER ve Prof. Dr. Sefer ÖRÇEN'e teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarımın her aşamasında desteğini esirgemeyen, bilgisinden çokça faydalandığım arkadaşım, kardeşim Ozan BARAN'a teşekkürlerimi sunarım.

Her şeyden önce kendi ayaklarım üzerinde durabilme ve özgüven duygusuna sahip olabilme yetisini sağlayan, bütün zor şartlara rağmen bana bu geleceği sunan ve bu aşamaya gelmemde en büyük çabaları ve destekleri olan annem Nurhan KUL'a babam Ebubekir KUL'a, kardeşlerim Ümit Deniz KUL ve Özge KUL ÖZPINAR'a maddi-manevi destekleri ve sabırlarından dolayı ayrı ayrı teşekkür ederim. Yüksek lisans eğitimimin sürecinde karşılaştığım zorluklar karşısında her zaman yanımda olan ve bana moral veren sevgili eşim Kübra KUL'a sonsuz şükranlarımı sunarım.

2020

Ahmet Özkan KUL



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	iii
ÖN SÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ÇİZELGELER LİSTESİ	ix
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve İçeriği	1
1.2. Coğrafi Konum ve Ulaşım.....	1
1.3. Morfoloji.....	2
1.4. İklim ve Bitki Örtüsü.....	3
2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ	5
3. MATERYAL ve METOD	9
3.1. Arazi Çalışmaları.....	9
3.2. Aktif Tektonik Çalışmalarında Kullanılan Jeomorfolojik İndisler	9
3.2.1. Dağönü eğriselliği (<i>Smf</i>).....	10
3.2.2. Vadi tabanı genişliğinin- Vadi yüksekliğine oranı (<i>Vf</i>).....	11
3.2.3. Asimetri Faktörü, (<i>AF</i>).....	13
3.2.4. Hipsometrik eğri ve integral (<i>HE</i> ve <i>HI</i>).....	14
3.2.5. Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (<i>SL</i>).....	15
3.2.6. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (<i>Ksn</i>)	16
4. BULGULAR	17
4.1. Temel Kaya Birimleri	18
4.2. Örtü Kayalar	20
4.2.1. Volkanik birimler	20
4.2.2. Kırıntılı birimler	21
5. BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ	25

	Sayfa
5.1. Erciş Fayı'nın morfolojik ve geometrik özellikleri.....	27
5.2. Depremsellik.....	36
6. MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI.....	39
6.1. Dağönü Eğriselliği (S_{mf}).....	39
6.2. Vadi Tabanı Genişliğinin- Vadi Yüksekliğine Oranı (V_f).....	40
6.3. Asimetri Faktörü, (AF).....	46
6.4. Hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI).....	49
6.5. Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL).....	54
6.6. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn).....	56
7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	65
8. KAYNAKLAR.....	71
ÖZGEÇMİŞ.....	80

ÇİZELGELER LİSTESİ

Çizelge	Sayfa
Çizelge 6.1.Erciş Havzası'nın vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı değerleri.....	41





ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma alanı yerbulduru haritası (Google Earth).....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanı ve çevresinin morfolojisi.	3
Şekil 2.1. Van Gölü Havzası ve çevresinin başlıca fay zonları (Ketin, 1977).	5
Şekil 3.1. Dağ-önü kıvrımlılığı (Ramirez-Herrera, 1998'den alınmıştır).	11
Şekil 3.2. Vadi tabi genişliğinin-vadi yüksekliğine oranının kesit görünümü (Ramirez-Herrera, 1998'den alınmıştır).....	11
Şekil 3.3. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell ve ark., 1984'den alınmıştır).	12
Şekil 3.4. Asimetri faktörü blok diyagramı (Keller ve Pinter, 2002'den alınmıştır).....	13
Şekil 3.5. Hipsometrik eğri grafik görünümü (Keller ve Pinter 2002'den alınmıştır).....	14
Şekil 4.1. Van Gölü Havzası'nın jeolojisi (MTA, 2007'dan düzenlenerek).	17
Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Ateş ve ark., 2007; Faylar; Emre ve ark.,2012; Sağlam ve ark., 2016).....	18
Şekil 4.3. Ermişler Köyü civarında kiltası-kumtaşı- kireçtaşı (Tmv) ardalanmasından bir görünüm (Van Formasyonu).	19
Şekil 4.4. Çalışma alanı içerisinde yer alan Adilcevaz kireçtaşlarının arazideki görünümü.	19
Şekil 4.5. Etrüsk Volkanı'na ait bazaltlardan bir görünüm.	20
Şekil 4.6. Girekol Volkanizması'na ait volkanik birimlerin görünümü.	21
Şekil 4.7. a) Çelebibağı civarında eski göl çökellerinin görünümü, b) kumtaşı- kiltası-çakiltası ardalması.	22
Şekil 4.8. Çelebibağı civarında yüzeyleyen akarsu çökelleri... ..	22

Şekil**Sayfa**

Şekil 5.1. Van Gölü Havzası'nın sismotektonik haritası (Faylar: Emre ve ark., 2012; Okuldaş ve Üner, 2013; Sağlam Selçuk ve ark., 2016).....	25
Şekil 5.2. Doğu Anadolu-İran Platosu ve yakın çevresinin basitleştirilmiş sismotektonik haritası (Faylar: Karakhanian ve ark., 2004; Emre ve ark., 2013; Koçyiğit, 2013, Sağlam Selçuk ve ark., 2016; Blok sınırları: Reilinger ve ark., 2006; Djmour ve ark., 2011).....	27
Şekil 5.3. Erciş Fayı'nın segment haritası (EF: Erciş Fayı; CF: Çaldıran Fayı).....	28
Şekil 5.4. a) K46°B doğrultulu normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Erciş Fayı, b) K50°B doğrultulu normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Erciş Fayı'nın yol yarmasındaki görünümü.	29
Şekil 5.5. a) Zilan Deresi boyunca gözlenen göl çökelleri b) göl çökelleri içerisinde gelişmiş fay düzlemi, c) tavan blokta meydana gelen sürüklenme kıvrımları, d) göl çökellerini kesen ve öteleyen normal faylar.	30
Şekil 5.6. a) Göl çökellerinde içinde gelişen normal fay ve ikincil faylanma b,c) İkincil faylanmalar ve meydana getirdikleri ötelenmeler.	31
Şekil 5.7. a) Göl çökelleri ile bazalt dokanağında yer alan doğrultu atımlı faylanmayı gösteren şematik şekil, b) fay düzleminde meydana gelen killeşme.	32
Şekil 5.8. S2 segmentinin göl çökeli seviyelerini kesip, ötelemesi.	33
Şekil 5.9. Akarsu çökeline gelişen ters faylanma.	33
Şekil 5.10. Göl çökellerinin kumlu seviyelerinde meydana gelen sismit yapıları. .	34
Şekil 5.11. a) Erciş Fayı üzerinde meydana gelen dere ötelenmesi, b) Deliçay Deresi'ndeki sağ yanal ötelenme.	35
Şekil 5.12. Çalışma alanının sismotektonik haritası (deprem verileri: AFAD, 2019)	38
Şekil 6.1. Çalışma alanına ait alt havzalar	39
Şekil 6.2. Çalışma alanında yer alan <i>Smf</i> ölçüm alanları.	40
Şekil 6.3. Erciş Fayı'nın <i>Smf</i> ve <i>Vf</i> ölçüm lokasyonları.....	41

Şekil	Sayfa
Şekil 6.4. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell ve ark., 1984'den alınmıştır).	42
Şekil 6.5. S1 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri	42
Şekil 6.6. S2 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri	43
Şekil 6.7. S3 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri	44
Şekil 6.8. S4 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri	45
Şekil 6.9. S5 ve S6 segmentlerini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.....	45
Şekil 6.10. Çalışma alanı içerisinde yer alan alt havzaların Asimetri Faktörü dağılımı.	47
Şekil 6.11. Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanında yer alan alt-havzalara ait drenaj havzası asimetrisi.	47
Şekil 6.12. Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanında yer alan alt-havzalara ait eğimlenme yönleri.	49
Şekil 6.13. S1 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri..	50
Şekil 6.14. S2 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri..	51
Şekil 6.15. S3 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri..	52
Şekil 6.16. S4 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri..	52
Şekil 6.17. S5-S6 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.	53
Şekil 6.18. Çalışma alanında yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri ve integral değerlerine bağlı olarak yapılan sınıflama	54
Şekil 6.19. Çalışma alanında yer alan akarsular boyunca SL indeks değerleri.	55
Şekil 6.20. Çalışma alanının kanal diklik indeksinin güncel tektonizmaya karşı olan duyarlılık haritası.	56

Şekil	Sayfa
Şekil 6.21. S1 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.....	57
Şekil 6.22. S2 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.....	59
Şekil 6.23. S3 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.....	60
Şekil 6.24. S4 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.....	61
Şekil 6.25. S5 ve S6 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.	62

SİMGELER VE KISALTMALAR

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

Simgeler

Açıklama

AF	Drenaj havzası asimetri
B	Batı
D	Doğu
EF	Erciş Fayı
G	Güney
HE	Hipsometrik eğri
K	Kuzey
Ksn	Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi
SL	Akarsu uzunluk-gradyan indeksi
Smf	Dağ önü eğriselliği
V_f	Vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı

Kısaltmalar

Açıklama

AFAD	Afed ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
CAE	Catalogue of Ancient Earthquakes
DSİ	Devlet Su İşleri
MTA	Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
ODTÜ	Orta Doğu Teknik Üniversitesi
TCK	Türkiye Cumhuriyeti Karayolları



1. GİRİŞ

Bu tez çalışması, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Yapılan bu çalışmada, Van Gölü kuzeyinde bulunan Erciş Fayı'nın geometrik ve morfolojik özellikleri belirlenmiştir.

1.1. Çalışmanın Amacı ve Hedefleri

Bu tezin amacı, Erciş Fayı'nın segmentasyonu, segmentler boyunca jeomorfolojik özelliklerin belirlenerek, Erciş Fayı'nın aktivitesi ve bölgenin jeodinamik evrimindeki rolü hakkında bilgi sahibi olunmasıdır. Bu tez kapsamında üretilen veriler ile aşağıdaki hedeflere ulaşılmıştır.

1. Erciş Fayı için gerekli jeolojik ve jeomorfolojik bilgi altyapısının temeli oluşturulmuştur.
2. Çalışma alanı içerisinde jeomorfolojik yapısal elemanlar belirlenmiştir.
3. Erciş Fayı'nı oluşturan segmentlerin morfotektonik indisler kullanılarak birbirlerine göre aktiflik durumları belirlenmiştir.

1.2. Coğrafi Konum ve Ulaşım

Çalışma alanı, Van Gölü Havzası'nın kuzeyinde 39°-43° ile 38°-43° coğrafi koordinatları arasında yer almaktadır. Erciş İlçesi'nin kuzeyinde yer alan Ulupamir mahallesinin güneyinden başlayarak Çakırbey, Hacıkış, Kekliova mahallelerinden geçerek doğuya doğru Ünseli Karahan, Beydağı mahallerinden devam eden çalışma alanı Muradiye İlçesi'nin güneyinde bulunan Aksargüs, Seydibey köylerini de kapsamaktadır (Şekil 1.1). 1/25000 ölçekli Van J50c₁₋₂₋₃₋₄, J51d₃₋₄, K51a₁₋₂, K51b₁₋₂₋₃₋₄ topoğrafik paftalar içerisinde yer alan çalışma alanına ulaşım Van - Erciş karayolu üzerinden her mevsim uygundur.



Şekil 1.1. Çalışma alanı yerbulduru haritası (Google Earth)

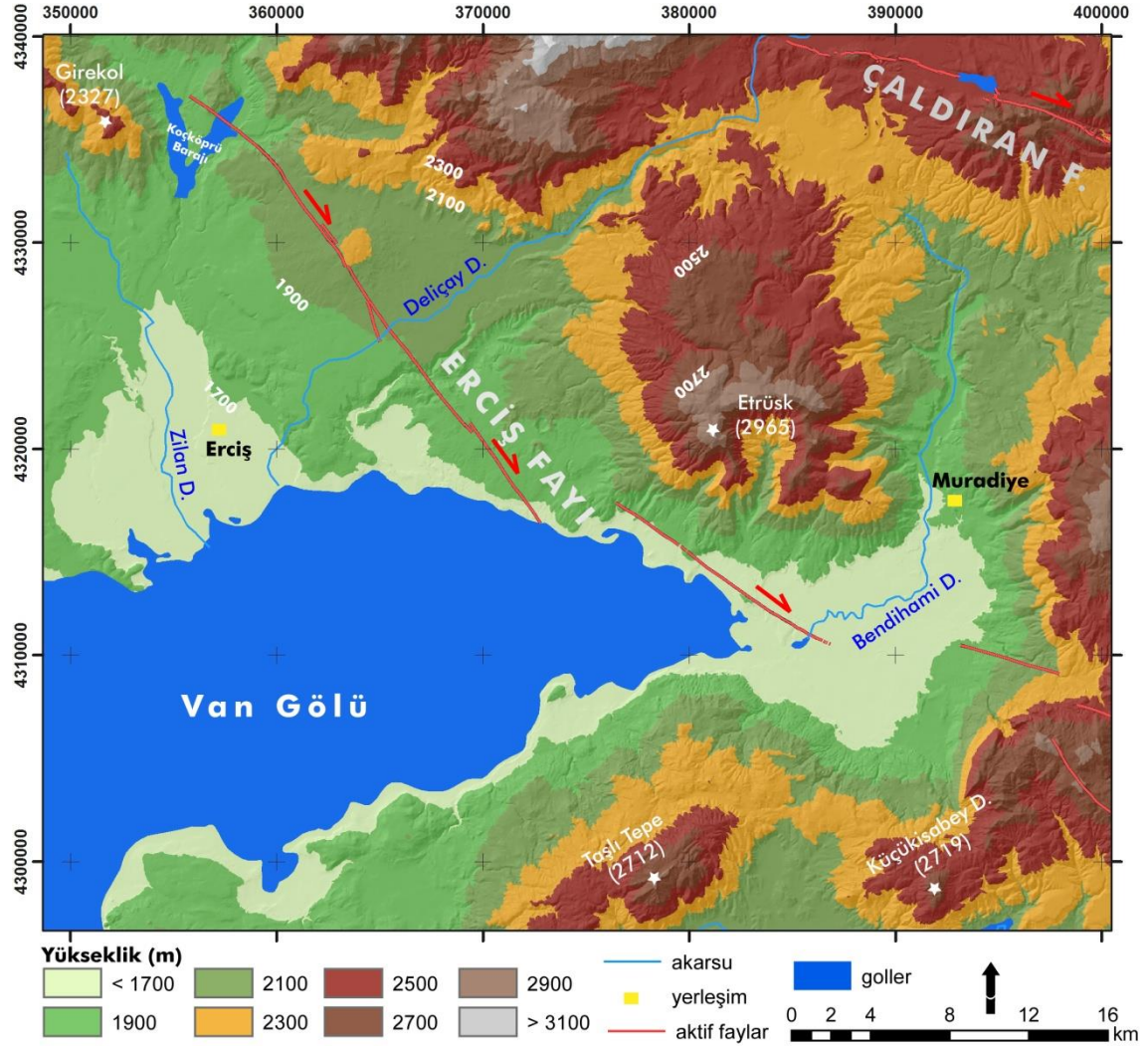
1.3. Morfoloji

Çalışma alanının batı kesimleri ile Muradiye ve yakın civarı az eğimli bir morfoloji sunmaktadır. Alanın doğu kesimlerine gidildikçe bu eğimin ve yüksekliklerinin arttığı gözlenmektedir. Genel olarak bölgede yükseklikler 1650 ile 2965 m arasında değişmektedir (Şekil 1.2).

Bölge de Girekol ve Etrüsk olmak üzere iki yanardağ yer almaktadır. Pınarlı ve Ulupamir mahalleleri arasında bulunan Girekol Volkanı 2327 m yüksekliktedir. Çalışma alanının orta kesimlerinde yer alan Etrüsk Volkanı 2965 m ile bölgenin en yüksek morfolojisine sahip olan noktasıdır.

İnceleme alanı içerisinde, Zilan, Deliçay ve Bendimahi dereleri yer almaktadır. Bendimahi alt havzası inceleme alanındaki en büyük alt havzası olup Bendimahi Deresi tarafından drene edilmektedir. Çaldıran ilçe topraklarından doğan Bendimahi Deresi Muradiye içinden geçerek 90 km yol kat ederek Van Gölü'ne ulaşır. 45 km uzunluktaki

Zilan Deresi üzerinde bölgenin sulama, enerji, taşkın kontrolü amacıyla inşa edilmiş Koçköprü Barajı bulunmaktadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanı ve çevresinin morfolojisi.

1.4. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanında karasal iklim hüküm sürer. Kışlar soğuk ve yağışlı, yazlar ise sıcak ve az yağışlı geçer. Van 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'ın üstündedir. Toprak hemen hemen 80 gün kar ile örtülü kalır. Senelik yağış miktarı 370 mm ile 570 mm arasında değişir (Van İl Kültür ve Müdürlüğü, 2019). Van Gölü

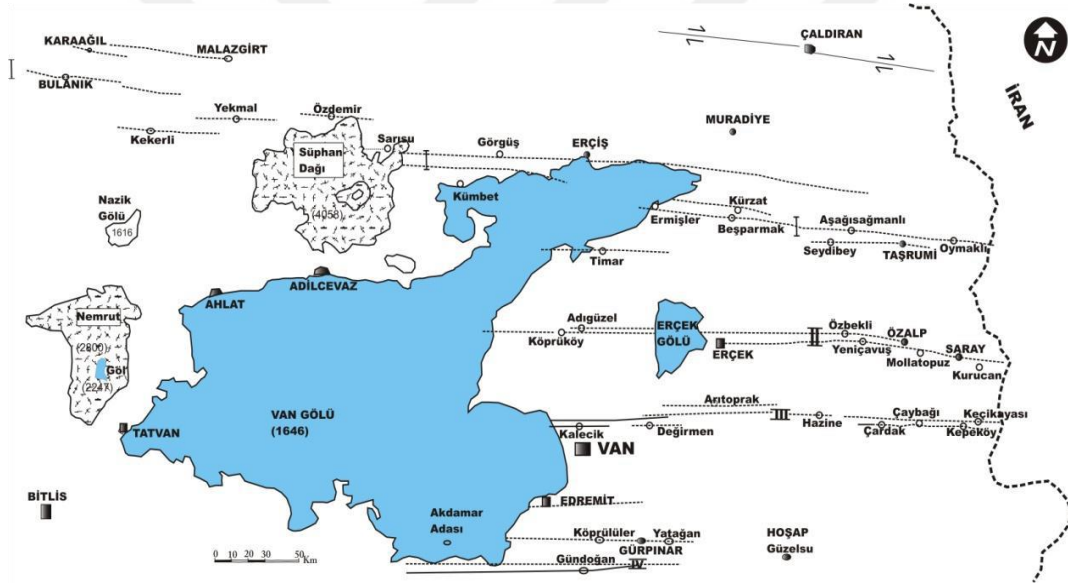
kuzeyinde bulunan çalışma alanında düzlük alanlar zengin bitki örtüsü ile kaplıysa da, dağlar genel olarak ağaçsızdır.



2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Son yıllarda Van Gölü Havzası'nın jeolojisi üzerinde birçok araştırma yapılmıştır. Bu araştırmalar, genel olarak genel jeoloji, mineraloji-petrografi ve maden yatakları üzerinedir. Bölgeyi etkileyen birden fazla aktif tektonik fay bulunmaktadır. Bu faylardan biri Van Gölü kuzeyinde yer alan sağ yanal doğrultu atımlı Erciş Fayı'dır. Erciş Fayı üzerinde detaylı çalışmalarının sayısı oldukça sınırlıdır.

Ketin (1977), Van Gölü'nün kuzey ve doğu bölgelerinde yaptığı çalışmalarda, bölgede yaklaşık doğu - batı doğrultulu dört fay zonu ayırt etmiştir. Bu fay zonlarından Erciş civarında bulunanın (I numara) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bir uzantısı olabileceğini belirtmiştir.



Şekil 2.1. Van Gölü havzası ve çevresinin başlıca fay zonları (Ketin, 1977).

Savcı, 1980 yılında yaptığı çalışmalarda Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik öneminden bahsetmiş, kıta-kıta çarpışmasının Orta Miyosen' de başladığını ileri sürmüştür.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), çalışmalarında Neotetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta kıta çarpışması sonucunda Doğu Anadolu'da sıkışmaya neden olan bir tektonik dönemin başladığını belirtmişlerdir. Bu dönem boyunca Doğu Anadolu'da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar, açılma çatlakları geliştiğini, bu yapıların

Doğu Anadolu'nun kabaca K - G yönünde daralıp, D - B yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olduğunu açıklamışlardır. Ayrıca bölgede neotektonik dönem boyunca, D - B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar geliştiğini, K - G doğrultulu açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımlı faylar arasında da havzalar geliştiğini söylemişlerdir.

Trifonov ve ark. (1998), Arap ve Hint plakalarının Avrasya Plakası'yla çarpışmasına ilişkin çalışmasında, bölgedeki kısılma ekseninin yaklaşık K - G doğrultulu olduğunu, böylece, son deformasyonların nedeni olarak Arap ve Hindistan plakalarının hareketi ve sıkıştırması fikrinin doğru olduğunu ifade etmiştir. Bölgedeki açılmanın genel olarak D - B doğrultulu olduğunu, en büyük ve en küçük asal gerilim eksenlerinin ikisinin birden yataya yakın doğrultuda olmasının, tüm bölgede doğrultu atım tektoniğinin hâkim olduğuna işaret ettiğini savunmuştur.

Koçyiğit ve ark. (2001), Küçük Kafkaslar ve Doğu Anadolu Platosu'na yönelik yapmış oldukları neotektonik çalışmasında, bölgeyi üç ana yapının karakterize ettiğini ve şekillendirdiğini ifade etmişlerdir: (1) KB ve KD yönlü sırasıyla sağ ve sol doğrultu atımlı aktif faylar, (2) K - G'den KKB' ya değişen doğrultularda gelişmiş çatlak sistemleri ve/veya Pliyo - Kuvaterner yaşlı volkanlar ve (3) 5 km kalınlığında deforme olmamış ve genellikle çeşitli doğrultu atımlı havzalarda çökelmiş Pliyo - Kuvaterner yaşlı karasal bir volkano - sedimanter sekans. Doğu Anadolu ve Küçük Kafkaslarda Paleotektonik rejim ve ilgili sıkışmalı yapıların, Geç Miyosen-Erken Pliyosen geçiş dönemi sonrasında, doğrultu atımlı fayların egemen olduğu neotektonik rejim ve ona ait yapılarla yer değiştirip yeniden biçimlendirilmekteydi. Buna karşın kıtalararası yaklaşma ve K - G doğrultulu sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin Geç Miyosen sonunda ve Erken Pliyosen sonlarında Türkiye'nin doğusunda Bitlis Kenet Zonu boyunca olan yerlerde aynen devam ettiğini belirtirmişler. Bu yaklaşma, ilgili sahadaki D - B doğrultulu kuzeye ve güneye eğimli ters ve bindirme faylarla, D - B doğrultulu kıvrımlarla açıkça anlaşıldığını söylemişlerdir. Çalışmaya göre, Erken Pliyosen sonlarında sağ doğrultu atımlı Kuzey Anadolu (KAF) ve sol doğrultu atımlı Doğu Anadolu (DAF) transform fayları ile sonradan BGB yönünde Afrika Plakası litosferinin üzerine kaçmaya başlayan Anadolu Plakacığı olmak üzere 3 ana neotektonik yapı oluşmuştur. Böylece, Erken Pliyosen'in

sonlarından başlayarak, önceki sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin yerini, bölgede doğrultu atımlı fayların egemenliğindeki püskürme tektoniği örneğinde olduğu gibi sıkışmalı - açılmalı tektonik rejime bıraktığı belirtilmiştir.

Eren (2006), Doğu Anadolu'nun Neotektoniği'nin tek bir temel kaynaktan, Arabistan ve Avrasya yaklaşmasının halen etkin olmasından kaynaklandığını belirtmiştir.

Copley ve Jackson (2006), Türkiye-İran Platosu'nun aktif tektoniğini araştırırken Erciş Fayı'nın GD'sunda yer alan Etrüsk Volkan'ının güney yamaçlarındaki volkanik kayalarda 11 km'lik bir ötelenme olduğunu öne sürmüş, litolojik ötelenmeye bağlı olarak Erciş Fayı'nın kayma oranının 8 mm/yr olduğunu belirtmişlerdir.

Sezer (2008), Karlıova bölgesinin depremselliğini incelemek amacıyla yaptığı çalışmada, KAF ile DAF'ın periyodik olarak birbirini ötelemesi sonucu KB - GD ve KD - GB doğrultulu, kısa uzunluklarda sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fay takımlarının geliştiğini belirtmiştir. Bu fay takımları, Malazgirt'in doğusunda bulunan KD - GB doğrultulu, sol yönlü Malazgirt Fayı, Erciş ile Adilcevaz arasında bulunan Süphan Fayı, KB - GD doğrultulu sağ yönlü 20 km uzunluğundaki Erciş Fayı ve İran sınırına uzanan Hasan Timur Gölü Fayı'dır.

Özvan ve ark. (2010), Erciş ilçesinin depremselliğini incelemek amacıyla yaptığı çalışmada, KAF'ın devamı niteliğindeki Çaldıran, Tutak, Erciş fayları gibi sağ yönlü doğrultu atımlı fayların tamamen aktif olduğunu, bölgede irili ufaklı birçok depreme neden olduğunu ve hala sismik risk taşıdığını belirtmiştir.

Öztürk (2014), Doğu Anadolu Bölgesi için yaptığı çalışmada fraktal boyut ile deprem tahmini üzerine bir modelleme yapmıştır. Bu modellemeye göre Erciş Fayı ile Süphan Fayı arasında ki bölgenin 2014-2024 yılları arasında deprem potansiyeli bakımından tehlikeli bölge olarak belirlemiştir.

Kayın ve İşseven (2018) Bölgede bulunan Pliyosen yaşlı volkanik kayaların paleomanyetik verileri hesaplamış ve Erciş Fayı'nın güney / güneybatısında bulunan bölgelerde saatin tersi yönünde rotasyon gözlemlenmekte olup fay zonu üzerinde ve doğu bölgelerinde gözlemlenen rotasyonun ise kayda değer olmadığını belirtmişlerdir.

Üner ve ark. (2019), yürüttükleri çalışmalar kapsamında Van Gölü Havzası'nda yer alan deprem kaynaklı deformasyon yapıları olan sismitleri belirlemişlerdir. Havzanın

kuzeyinde Geç Pleyistosen göl çökelleri içerisinde sismitleri OSL (Optik Uyarmalı Lüminesans) tarihlendirme yöntemi ile yaşlandırmışlardır. Bu veriler ışığında, havzanın kuzeyinde yer alan sismitlerin Erciş Fayı'ndan kaynaklı oluştuğunu ve sismitler arasındaki zaman aralığı ile büyük depremler ($M \geq 5$) için 125-250 yıllık bir deprem tekrarlanma aralığını gösterdiğini belirlemişlerdir.

Morfometrik analiz son yıllarda yaygın olarak kullanılan bir yöntem haline gelmiştir. Çalışma alanı civarında morfometri çalışmaları yapılmamıştır, ancak morfometrik analiz ile ilgili birçok çalışma tüm dünyada yürütülmektedir. Bu çalışmaların bazı örnekleri aşağıdaki gibidir.

Perez-Pena ve ark. (2010), Sierra Nevada'da (ABD) yerel sapmaları ve kaya yükselmesi türlerini analiz etmek için drenaj ağlarını ve dağ cephesi özelliklerini inceleyerek jeomorfik çalışma gerçekleştirmişlerdir.

Shahzad ve Gloaguen (2011a, b), nehir akış parametrelerini ve morfometrik verileri analiz etmek için TecDEM adlı bir MATLAB tabanlı uygulama geliştirdi ve Kaghan Vadisi'nin sayısal yükseklik verilerine TecDEM aracını uygulamışlardır.

Temme (2010), T-vektör hesaplamalarını hızlandırmak için T-faktörünün otomatik bir süreç olarak çıkarılmasını sağlayan T-Vektör Programını geliştirmiştir.

Viveen ve ark. (2012) bu uygulamayı Kuzeybatı İberya Atlantik kısmında tektonik aktivitenin değerlendirilmesi çalışmasının bir parçası olarak kullanmıştır.

3. MATERYAL ve METOD

Bu çalışma, inceleme alanı ile ilgili daha önceki yıllarda yapılan çalışmaların derlenmesi, arazi çalışmaları ve segmentler boyunca jeomorfik indislerin uygulanması şeklinde yürütülmüştür.

3.1. Arazi Çalışmaları

Çalışma alanı yaklaşık olarak 14 adet 1/25000 Ölçekli topoğrafik pafta içerisinde yer almaktadır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Erciş Fayı altı farklı segmentten oluşmaktadır. Bu segmentler boyunca detaylı arazi çalışmaları yapılmıştır. Erciş Fayı'nın segmentasyonu, morfolojik özellikleri, segmentlerin sıçrama yaptığı alanlardaki morfolojik yapılar, ötelenmeler (dere, sırt vb.) belirlenmeye çalışılmıştır. Arazi çalışmalarından elde edilen tüm veriler sayısal ortama aktarılmıştır.

3.2. Aktif Tektonik Çalışmalarında Kullanılan Jeomorfolojik İndisler

Son yıllarda morfoloji üzerine yapılan çalışmalar göstermektedir ki, deformasyon zonlarından oluşan aktivitelerin yeryüzünde birden fazla değişik yapıda jeomorfolojik izler bırakmaktadır (Bull, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Gordon, 1998; Giamboni ve ark., 2005). Yer yüzeyinde oluşan bu izlerin değerlendirilmesinde kullanılan yöntemlerden biri de morfometrik analizlerdir. Tektonik olarak aktif olan bölgelerde, tektonizmanın yeryüzündeki gelişimi ve jeomorfik süreçler üzerinde etkisinin araştırılmasında, drenaj sistemi nicel ve nitel olarak kullanılarak ortaya çıkarılmaktadır (Jackson ve ark., 1998; Sung ve Chen, 2004; Delcaillau ve ark., 2006; Ramsey ve ark., 2008; Bahrami, 2013). Drenaj sistemleri fiziksel topografyanın en önemli unsurlarından biridir. Bu sistemlerin evriminin analizi ile bölgenin uğradığı erozyonal geçmiş ve tektonizmanın morfolojinin evrimsel gelişimindeki etkisi ile ilgili bilgiler elde edilebilir (Small, 1978; Vandana, 2013). Bu analizler jeomorfik indisler kullanılarak yapılmaktadır ve genellikle bölgesel tektonik aktivitenin tanımlanmasında kullanılır. Elde edilen sayısal veriler, büyük alanların jeomorfolojik evriminin anlaşılmasında veya aktif fay segmentlerinden hangisinin daha aktif olduğunu tanımlamak amacıyla

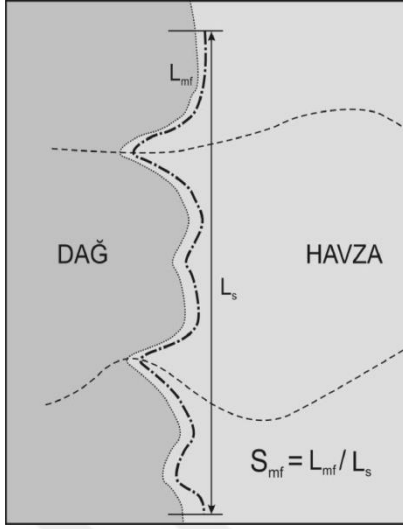
kullanılabilmektedir (Strahler, 1952; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve ark., 2000; Azor ve ark., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Font ve ark., 2010; Gürbüz ve Gürer, 2008; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Yıldırım, 2014; Özsayın, 2016; Sağlam Selçuk, 2016).

Çalışma alanının morfolotektonik analizleri için, Dağönü eğriselliği (*Smf*), Vadi tabanı genişliğinin-Vadi yüksekliğine oranı (*Vf*), Asimetri faktörü (*AF*), Hipsometrik eğri ve integral (*HE* ve *HI*), Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (*SL*) ve Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (*Ksn*) jeomorfik indisleri kullanılmıştır. Bu endekslerin daha önce fluviyal sistemlerdeki anomalileri ve bölgedeki tektonik yükselme ile erozyonal süreçlerden etkilenen vadi morfolojisini etkin bir şekilde gösterdiği bilinmektedir (Malik ve Mohanty, 2007; El Hamdouni ve ark., 2008; John ve Rajendran, 2008; Pedrera ve ark., 2009; Dehbozorgi ve ark., 2010; Font ve ark., 2010; Toudeshki ve Arian, 2011; Dar ve ark., 2014).

Bu çalışmada, çalışma alanının 1/25000'lik topoğrafik haritalardan üretilen Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üzerinde CBS tabanlı programlar kullanılarak topoğrafik ve morfometrik analizler yapılmıştır. SYM'de oluşan boşluklar enterpolasyon yoluyla (Tool-Fillsinks vb.) doldurularak homojen bir veri elde edilmiştir. Oluşturan SYM tabanında bölgenin drenaj havzaları ve akarsu ağı oluşturulmuş ve bu akarsu ağları topoğrafik haritalarda yer alan ağlar ile karşılaştırılmıştır. Drenaj havzaları ve akarsu ağı için Archydro tool kullanılmıştır.

3.2.1. Dağönü eğriselliği (*Smf*)

Dağönü eğriselliği tektonik olarak hareketli dağ önleri ile hareketli olmayan dağ önlerini ayırt etmekte kullanılan, tektonik kuvvetler ile erozyonal süreçler arasındaki denge durumunu ortaya çıkaran etkin yöntemlerden biridir ve aşağıdaki eşitlik ile tanımlanmıştır.



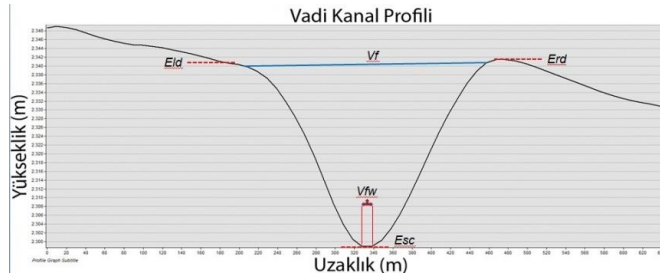
$Smf = Lmf / Ls$ Lmf = Dağ dibinde belirgin
(Bull ve eğim kırığı boyunca dağ
McFadden, 1977; cephesi boyu,
Keller ve Pinter, Ls = Dağ önu düz çizgi
2002) uzunluğu

Şekil 3.1. Dağönü Kıvrımlılığı (Ramirez-Herrera, 1998'den alınmıştır).

Dağönü sinüslüğü (Smf) erozyon ile tektonik aktivitenin bir fonksiyonudur ve bölgedeki yükselme hızına bağlı olarak değişir (Rockwell ve ark., 1984) (Şekil 3.1). Dağ cepheleri eğer aktif fay kontrollü ise düşük Smf değerleri verir, yükselme hızı ve/veya tektonik etkinin azalmasıyla erozyon baskın hale geçer ve Smf değerleri yükselir (Keller ve Pinter, 2002; Silva ve ark., 2003; Bull, 2007; Pérez-Peña ve ark., 2010).

3.2.2. Vadi tabanı genişliğinin- Vadi yüksekliğine oranı (V_f)

Bir bölgede meydana gelen tektonizma sonucunda yükselmenin olup olmadığını varsa yükselme hızının ortaya konulmasında en fazla kullanılan indislerden biri Vadi tabanı genişliğinin- Vadi yüksekliğine oranıdır. Bu orantı;

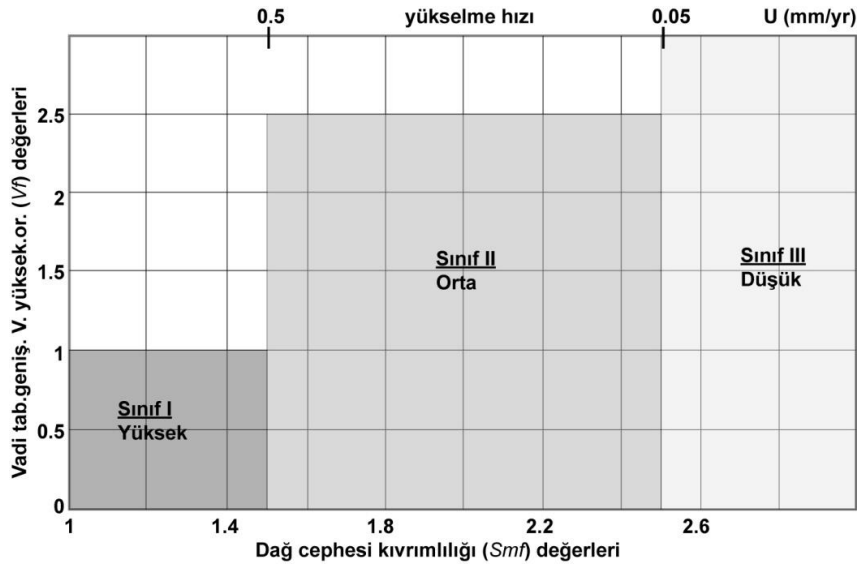


$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{td} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})}$$

Şekil 3.2. Vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranının kesit görünümü (Ramirez-Herrera, 1998'den alınmıştır).

formülü ile tanımlanmaktadır. Bu formülde belirtilen, V_{fw} vadi tabanı genişliği, E_{ld} sol yamacın yüksekliği ve E_{rd} vadinin sağ yamacının (su bölüm çizgilerinin) yüksekliği, E_{sc} ise vadi tabanının yüksekliğidir (Bull ve McFadden, 1977; Bull 1977) (Şekil 3.2). Vf değeri tektonizmaya maruz kalmış alanlarda görülen, derine doğru kazınmış “V” şekilli vadiler ile buzullaşmanın gücü yüzünden veya aktif olarak durgun bölgelerde oluşan “U” şekilli vadiler arasındaki ayırımı ortaya çıkarmaktadır. Vf indisi hesaplamalarında en uygun değeri bulabilmek için dağ önlerine yakın yerlerdeki akarsu vadileri üzerinde ölçülmesi gerekmektedir. Vadi yapısına göre Vf değerleri değişim göstermektedir. Bölgede yükselme “V” yapısına sahip vadilerde düşük Vf değerleri sunuyorken yükselme hızları artış göstermektedir ve bu da derine kazılmayı belirtmektedir. (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve ark., 1984; Silva ve ark., 2003; El Hamdouni ve ark., 2008). Ters durumlarda yüksek Vf değeri erozyonel süreçlerin tektonik aktiviteye göre baskın olduğunu ve yükselme oranının çok küçük olduğunu göstermektedir.

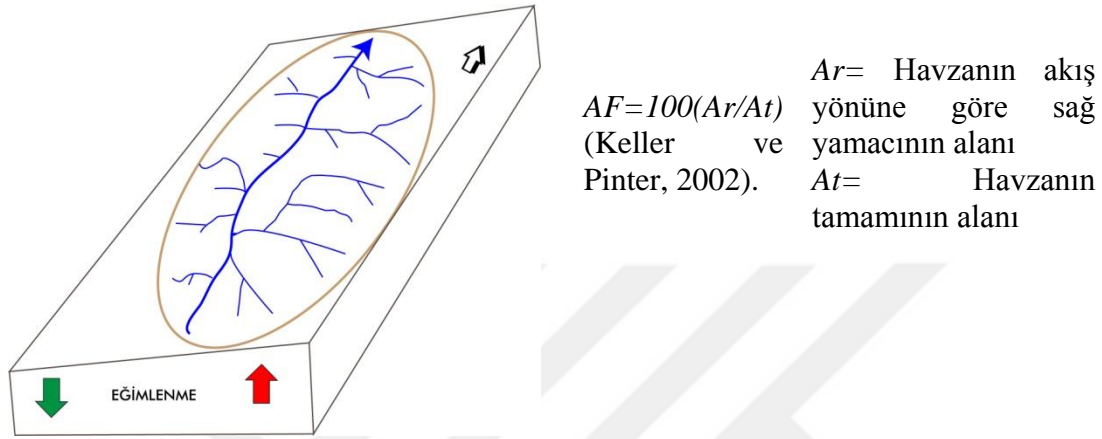
Morfometrik analiz çalışmalarında vadi önü genişliği- vadi uzunluğu (Vf) ile dağ önü eğriselliği (Smf) arasındaki bir bağıntının olduğu belirtilmiştir (Rockwell ve ark., 1984; Silva ve ark., 2003) (Şekil 3.3). Hesaplanan değerlere bağlı olarak fayları oluşturan segmentlerin birbirlerine göre göreceli aktiflik derecesinin ve bölgedeki yükselme oranı (uplift rate) hesaplanacağı belirtilmiştir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell ve ark., 1984'den alınmıştır).

3.1.3. Asimetri Faktörü, (AF)

Drenaj ağının tektonizma kontrolünde oluştuğunu belirlenmenin en basit yollarından biri olan drenaj havzası asimetri indisi aşağıda belirtilen formülle hesaplanmaktadır.



Şekil 3.4. Asimetri faktörü blok diyagramı (Keller ve Pinter, 2002'den alınmıştır).

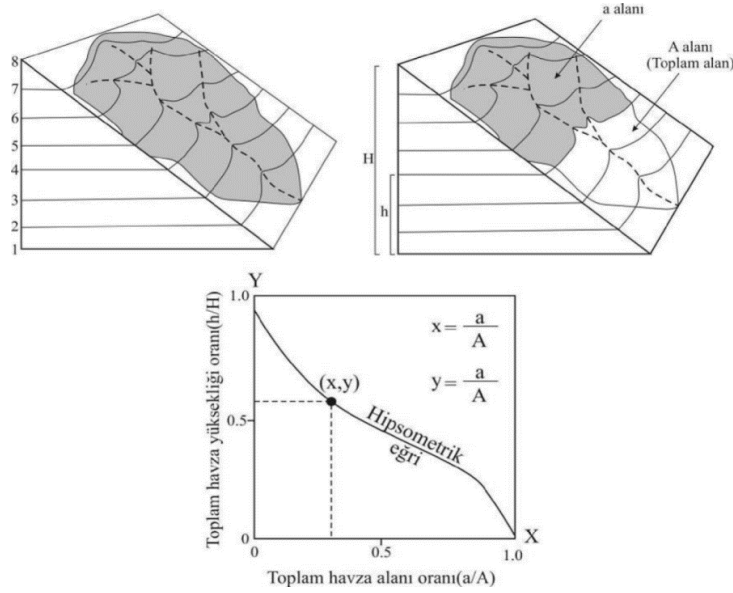
Formülde belirtilen Ar simgesi drenaj havzasının sağ tarafındaki alanı belirtirken At değeri ise drenaj alanının toplamını belirtmektedir (Şekil 3.4). Bir bölgenin tektonizma kontrollü olup olmadığını anlamak için drenaj ağı üzerinde gelişen doku ve geometri önem taşımaktadır. Bu indisi ifade etmek ve tektonik süreçler sonucu meydana gelen eğimlenmeyi hesaplamak için bu analiz sonuçları bize doğru ipuçlarını sunmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). Hesaplanan AF değerleri 50 civarlarında ise bölgede bir eğimlenmenin varlığından söz edemeyiz yani çalışılan havzayı tetikleyen bir tektonik unsurun olmadığını göstermektedir. Drenaj ağı asimetri indisi değerinin “ $AF<50<AF$ ” olması halinde havzanın tektonizmadan etkilendiğini belirtmektedir.

Bazı araştırmacılar tarafından son yıllarda yapılan çalışmalarda, AF değerinin belirgin mutlak fonksiyonu ele alındığında, bulunan değerlerin asimetrinin hangi yöne doğru olduğunu eğimlendiğini ve drenaj havzası asimetrisinin bulunan değerler sonucunda dört sınıfa ayrılacağını belirtmişlerdir: (i) simetrik havza ($AF<5$), (ii) az simetrik havza ($5<AF<10$), (iii) orta asimetrik havza ($10<AF<15$) ve (iv) baskın asimetrik havza ($AF>15$) (Perez-Peña ve ark., 2010; Giaconia ve ark., 2012).

3.1.4. Hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI)

Çalışılan herhangi bir bölgede akarsu drenaj evriminin günümüz tektonizması karşısındaki duyarlılığı gösteren Hipsometrik indisleri genel olarak son zamanlarda aktif tektonik, jeomorfoloji ve hidroloji dalları tarafından başvurulmaktadır (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, 2016).

İki farklı değerden oluşan bu analiz: hipsometrik eğri ve hipsometrik integral olarak belirtilmektedir. Hipsometrik eğrinin (HE), bir bölgede bulunan drenaj alanından kot farklılıkları olan havzaların evrim süreci ve arazinin aşınımı hakkında bilgi vermektedir (Strahler, 1957). Dış Bükey (Konveks) bir eğriye sahip havzanın diğer havzalara oranla genç, olgunlaşmamış ve aşınma sürecinin az olduğunu karakterize ederken S-şekilli hipsometrik eğri olgunlaşma evresinin ortalarında olduğunu ve orta şiddette aşınmış havzaları gösterirken, olgunlaşma evresini tamamlamış, yaşlı ve erozyon faaliyetlerinin yüksek olduğunu iç bükey şekilli eğriler ifade etmektedir. (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve ark., 2009a; Giaconia ve ark., 2012).



Şekil 3.5. Hipsometrik eğri ve integrali grafik görünümü (Keller ve Pinter 2002'den alınmıştır).

$$HI = \frac{\text{Ortalama Yükseklik} - \text{Minimum Yükseklik}}{\text{Maksimum Yükseklik} - \text{Minimum Yükseklik}}$$

Havzanın yükseklik değerlerinin dağılımı ile hesaplanan hipsometrik integral, gerçek manada hipsometrik eğri altında kalan alanı tanımlamaktadır (Keller ve Pinter, 2002) (Şekil 3.5). Hipsometrik integral değerleri, 0,5'den büyük ise ($HI > 0,5$) genç havza olduğunu anlatırken, hesaplanan değer 0,3'den küçük ($HI < 0,3$) olduğu zamanlarda, havzanın yaşlı olduğunu ve aşınma derecesinin fazla olduğunu işaret etmektedir. Eğer bu değerler $0,3 < HI < 0,5$ arasında ise havzanın oluşumunu tamamladığını ve dengede olduğunu gösterir. Tez çalışmasında hesaplanan hipsometrik indisler ArcGIS programının altında çalışan CallHypso programı (Pérez-Peña ve ark., 2009a, b) kullanılmıştır.

3.1.5. Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL)

Akarsu uzunluk gradyan indeksi, tektonik aktivite ve kaya direncinin topoğrafya üzerindeki olası etkilerini değerlendirmek için kullanılır. Bu İndeks aktif jeodinamik ortamlardaki yükseltilmiş bölgeleri tanımlamak için önemli bir göstergedir ve aktif fayların ve tektonik aktivite derecelerinin tanımlanmasında yardımcı olabilir (Merritts ve Vincent, 1989; Keller ve Pinter, 2002; Chen ve ark., 2003; Harkins ve ark., 2005; El Hamdouni ve ark., 2008; Troiani ve Della Seta, 2008; Alipoor ve ark., 2011). Yüksek SL değerleri, aktif yükselimin hâkim olduğu alanların göstergesidir, düşük SL değerleri ise yavaş yükselim gösteren bölgeleri gösterir (Keller ve Pinter, 2002; El Hamdouni ve ark., 2008). Hack (1973) tarafından bulunan SL indeksi formülü,

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) L$$

$\Delta H/\Delta L$ akarsu yatağı içindeki belirli bir hat boyunca yükseklik değişiminin uzunluğuna oranı, kanal eğimi (gradyan) L ise hattın orta noktasından vadinin mansabındaki en yüksek noktaya olan uzunluğudur. Bu çalışmada Shahzad ve Gloaguen (2011) tarafından geliştirilen TecDEM araç kutusu kullanılarak SL hesaplanmıştır.

3.1.6. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (Ksn)

Nehirler yer yüzeyinin erozyona uğramasındaki başlıca nedenlerinden biridir. Eğimi yüksek olan nehir kanalları fazla erozyon/aşınma yaptığını (Gilbert, 1877; Davis, 1899) ve bu erozyon oranının tektonik yükselim ile açıklanabileceğini (Hack, 1960) bilinmektedir. Eğim-alan ilişkisinden (geri çekilmesinden) kaynaklanan normalleştirilmiş kanal diklik indeksinin kullanımı farklı kayaç yükselme hızlarına maruz kalan bölgelerin tespit etmek için yaygın olarak kullanılmaktadır (Wobus ve ark., 2006; Kirby ve Whipple, 2012).

$$S = k_s A^{-Q}$$

S= kanal eğimi

Ks= diklik indeksi

A= drenaj alanı

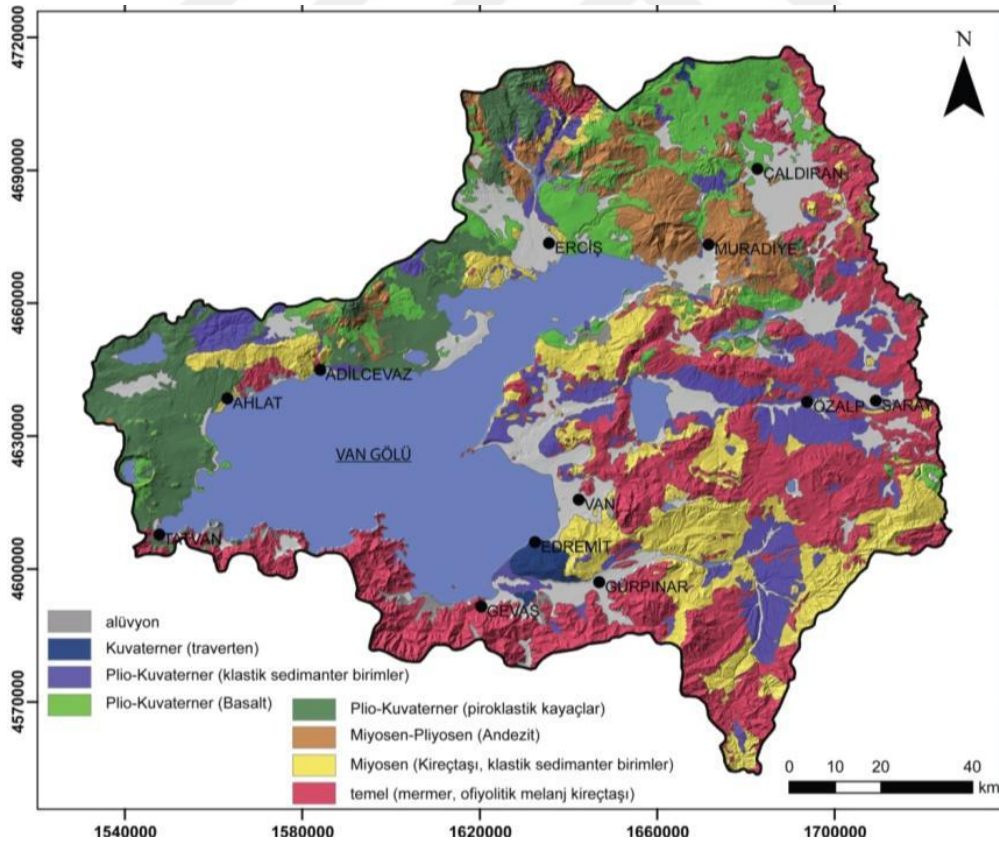
Q=boyuna profilin konkavitesi

Bir nehrin dengede akış sağlarken birden kırılmaya uğramasını nedenlerini değerlendirmek için bir referans sistem olarak Ksn kanal dikliği indisi kullanılabilir (Ouimet ve ark., 2009; Whittaker, 2012). Tektonizma etkisinde kalan nehirler yüksek eğimler gösterirler. Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi farklı tektonik ortamlar arasındaki karşılaştırmayı kolaylaştırır (Safran ve ark., 2005; Wobus ve ark., 2006; Cyr ve ark., 2010). Kayaların aşınabilirlik katsayısı nehirlerin geçtiği farklı kaya türleri veya buzullar gibi iklim işaretleri gibi faktörler akarsu - güç yasasından etkilenmektedir (Whipple ve Tucker, 1999).

Normalleştirilmiş kanal dikliği indeksi (Ksn) değerlerinin yüksek olması tektonizmaya maruz kalmış alanları işaret ederken erozyon oranının yüksek olduğunu ve yüksek eğimlere sahip nehirlerin olduğunu belirtir (DiBiase ve ark., 2010; Kirby ve Whipple, 2012).

4. BULGULAR

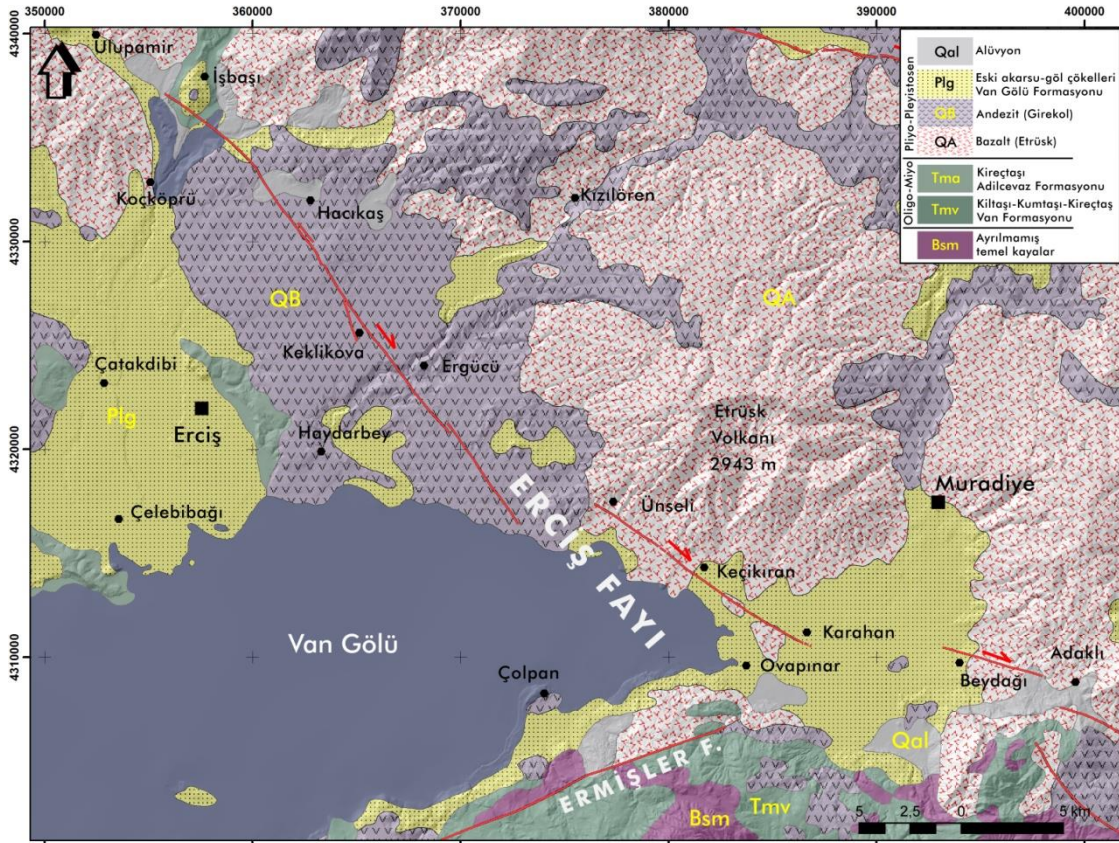
Van Gölü Havzası heterojen bir stratigrafik temele sahiptir. Havzanın kuzey ve batı kesimlerinde çoğunlukla Neojen ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar ve bazı yerlerde ise kırıntılı ve karbonatlı Miyosen sedimanları yer alır (Şekil 4.1). Doğu kesimlerinde, baskın olarak, Doğu Anadolu Birikim Karmaşığı' nı oluşturan Üst Kretase-Oligosen ofiyolitik melanj ve fliş yüzeylemektedir. Güney kenarı çoğunlukla Bitlis masifinin Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaları ile temsil edilir (Şekil 4.1). Bütün bu kayalar, günümüzden 600 bin yıl önceki oluşumundan beri Van Gölü'nde biriken yer yer 700 m kalınlığındaki sedimanların kaynak alanlarını oluşturmuştur (Litt ve ark., 2009; Stockhecke ve ark., 2014). Kuvaterner yaşlı eski akarsu çökelleri, bazaltlar, Van Gölü'nün eski göl çökelleri ile genç akarsu çökelleri Van Gölü Havzası'nın güney, doğu ve kuzeyinde geniş yayılımlar sunduğu görülmektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Van Gölü Havzası'nın jeolojisi (MTA, 2007'dan düzenlenerek alınmıştır).

4.1. Temel Kaya Birimleri

Bu çalışmada Oligosen öncesi yaşlı kayalar ayrılmamış temel kayalar olarak sınıflandırılmıştır. Genel olarak, çalışma alanının güneydoğu kesimlerinde ofiyolitik birimler (serpantinleşmiş manto peridotitleri-gabro-izole dayk; Mutlu, 2015) ve metamorfik kayalar temeli oluşturmaktadır (Acarlar ve ark., 1991) (Şekil 4.2).



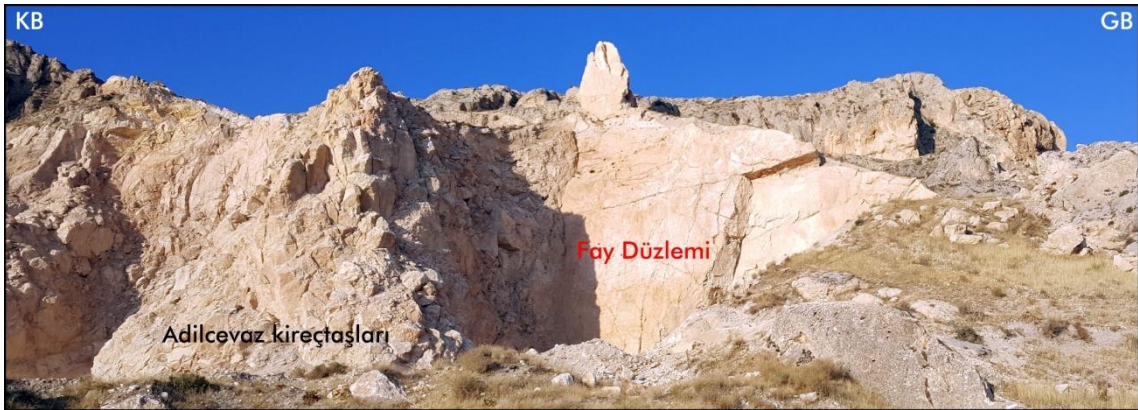
Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Ateş ve ark., 2007; Faylar; Emre ve ark., 2012; Sağlam ve ark., 2016).

Bölgedeki kıta-kıta çarpışmasının ürünlerinden biri Oligo-Miyosen yaşlı Van Formasyonu'dur (Tmv). Bu formasyon çalışma alanının güneydoğu ve kuzeybatı kesimlerinde yüzeylenmektedir (Şekil 4.2). Van Formasyonu genel olarak kumtaşı, kıltaşı, silttaşı ve karbonatlı kumtaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 4.3). Kumtaşları türbiditik özellikte olup, orta-kalın tabakalı, ince-orta tanelidir. Karbonatlı kumtaşları gri, sarımsı gri renklidir, ince-orta tabakalıdır (Sağlam, 2003).



Şekil 4.3. Ermişler köyü civarında kıltaşı-kumtaşı- kireçtaşı (Tmv) ardalanmasından bir görünüm (Van Formasyonu).

Çelebibağ yerleşim alanının güneybatısında diklik oluşturan Adilcevaz kireçtaşları (Tma) Alt Miyosen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır (Demirtaş ve Pisoni 1965) (Şekil 4.4). Bol fosilli neritik kireçtaşları ve marnlardan oluşan formasyon da killi kumlu sarı-bej renkte kireçtaşları orta kalın tabakalı bazı yerleri masif görünümlü ve yaklaşık 30 - 120 m kalınlık göstermektedir (Yeşilova ve Yakupoğlu, 2007) (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Çalışma alanı içerisinde yer alan Adilcevaz kireçtaşlarının arazideki görünümü.

4.2.Örtü Kayalar

4.2.1. Volkanik birimler

Çalışma alanının önemli morfolojik yapılarından biri olan Etrüsk Volkanı Doğu Anadolu'daki çarpışmayla ilişkili volkanik çıkış merkezlerinden biridir (Bkz. Şekil 1.2). 3100 m yüksekliği ve ~170 km² taban alanı ile at nalı şekilli kalderası, Pliyosen yaşlı Etrüsk Stratovolkani, Van Gölü'nün kuzeydoğusunda yer alan önemli volkanlardan biridir (Oyan ve ark, 2016). Püskürmelerin 4.3 My önce lokalize olması sonucunda Etrüsk'ün volkanik gövdesi bu plato üzerinde belirmeye başlamış ve etkinliği 3.6 My öncesine kadar devam etmiştir (Oyan ve ark, 2016). Özellikle Ünseli, Topraklı köylerinde ve çevresinde geniş yüzlekler veren bu volkanik ürünler (QB) genel olarak siyah renkli gaz boşluklu olabilen ve bazı alanlarda sütun şeklindeki bazaltlardan oluşmaktadır (Şekil 4.2-4.5).



Şekil 4.5. Etrüsk volkanına ait bazaltlardan bir görünüm (Muradiye ilçe merkezi batısı).

Girekol Volkanı'na ait andezit ve piroksen andezitlerden oluşan volkanik ürünler çalışma alanında geniş yüzlekler sunmaktadır (QA) (Şekil 4.6). Çalışma alanının kuzey kesiminde, Keklikova, Hocaali ve Kızılören köyleri civarında geniş yayılım

göstermektedir (Şekil 4.2). Birim genellikle andezit, yer yer de tüften oluşmaktadır. Andezit kızılımsı, beyazımsı renkli, tüf seviyeleri ise genellikle beyaz, yer yer ise grimsi renklidir (MTA 2007; Oyan ve ark., 2017). Oyan ve ark., 2017 yaptıkları çalışmada bu volkanik ürünlerin yaşını Kuvaterner olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 4.6. Girekol volkanizmasına ait volkanik birimlerin görünümü (Keklikova Köyü doğusu).

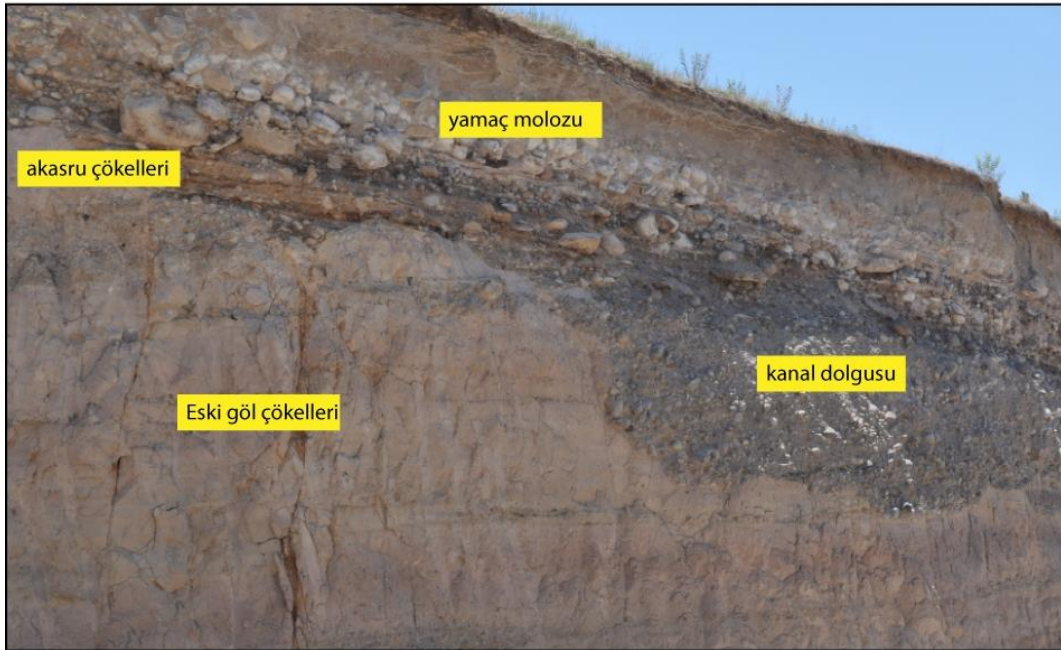
4.2.2. Kırıntılı birimler

Van Gölü Havzası'nın doğusunda geniş bir alanda, kumtaşı-kiltaşı-çakıltaşlarından oluşan Van Gölü'nün eski çökelleri bulunmaktadır. Çökel, kumtaşı-kiltaşı-bol fosilli seviyeler ile çakıl taşlarının ardalanmasından meydana gelmektedir (Şekil 4.7). Kumtaşları iyi yıkanmış, gevşek tutturulmuş, sarı-gri renkli, ince-orta ve seyrek olarak da çapraz katmanlıdır (Şekil 4.7). Çapraz katmanlanmayı küçük kanal dolguları kesmektedir. Tane boyu ince-kaba arasında değişir ve ince kumtaşları biyoturbasyonludur. Kumtaşları ile ardalanmalı bol Dreissensia sp. fosilli seviyeler birimin üst seviyelerine doğru yoğunluk kazanmaktadır. Yine çökelin üst seviyelerine doğru gidildikçe, kumtaşı ara düzeyli çakıltaşlı seviyeler göze çarpmaktadır (Şekil 4.7). Çakıllar iyi boylanmalı, gevşek tutturulmuş ve kum matrikslidir.



Şekil 4.7. a) Çelebibağı civarında eski göl çökellerinin görünümü, b) kumtaşı-kıltaşı-çakıltaşı ardalması.

Eski akarsu çökelleri genel olarak Çelebibağı ve Ovapınar köylerinde geniş yüzlekler sunmaktadır (Şekil 4.2). Akarsu yatağının derine kazılmasıyla oluşmuş bu taraçalar genel olarak çakıltaşı-kumtaşı ve bunları kesen kanal dolguları ile karakteristiktir (Şekil 4.8). Çakıllar genel olarak yuvarlaklaşmış, 2-10 cm boyutunda ve volkanik kökenlidir.



Şekil 4.8. Çelebibağı civarında yüzeyleyen akarsu çökelleri.

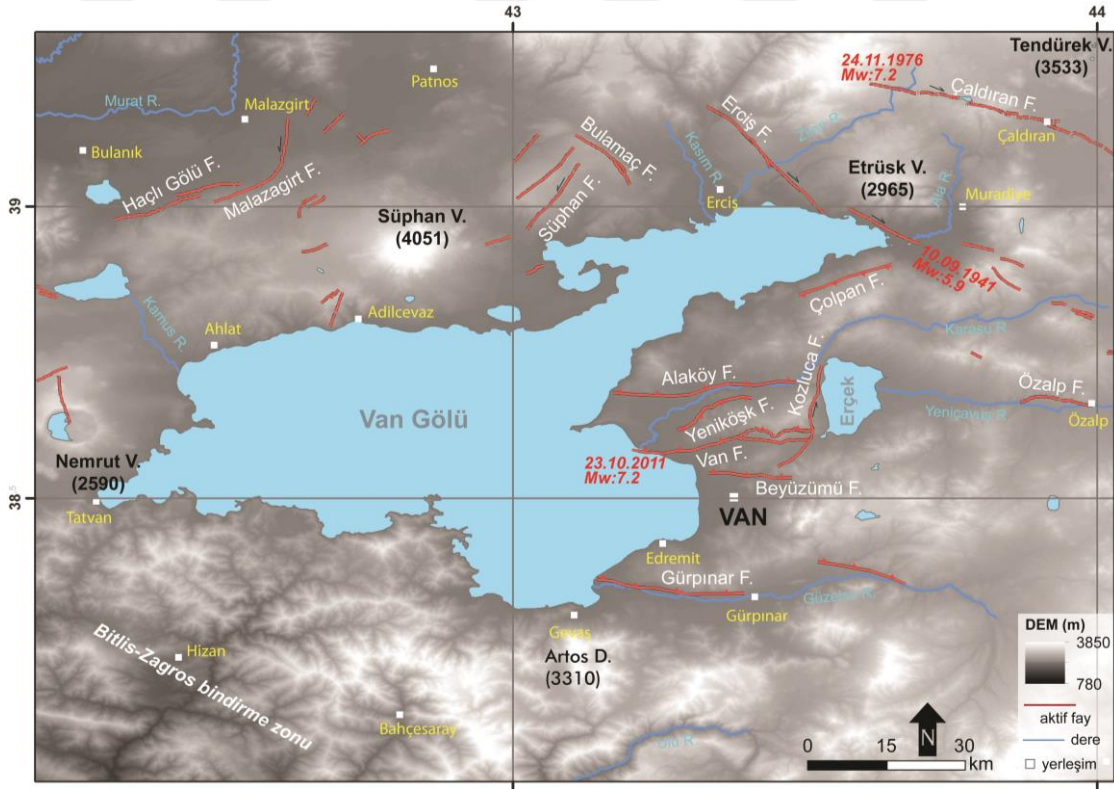
Alüvyon Yelpazesi Çökelleri, Alkansak Köyü yakınlarında yüzlek veren tutturulmamış blok çakıl, kum, silt ve kilden oluşan alüvyon yelpazeleri derelerin vadi – ova tabanlarına kavuştukları noktada dere ağızlarında gelişmiştir. Alüvyon (Qal), inceleme alanının güneydoğu ve kuzeyinde yayılım gösteren bu birim kum, silt ve kilden oluşmaktadır.





5. BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

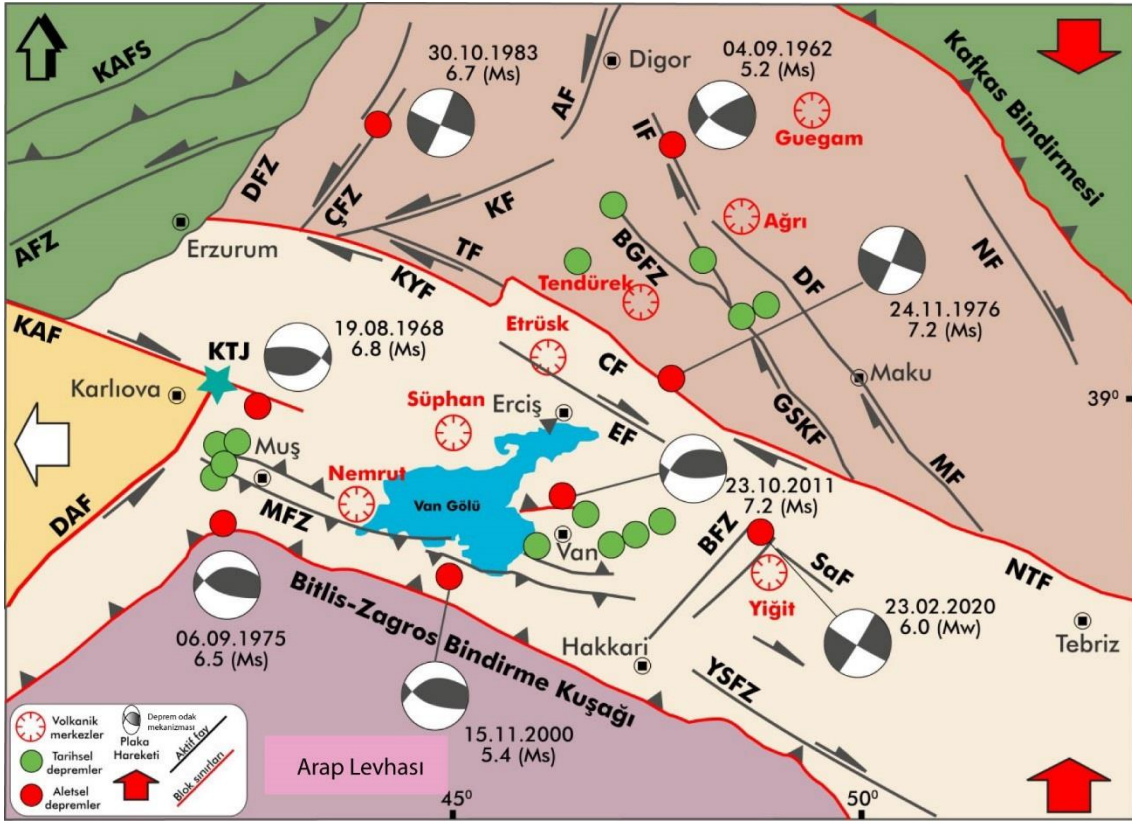
Van Gölü Havzası Geç Pliyosen’de oluşmaya başlamış ve Kuvaterner’de etkili olan volkanizma ile son şeklini almıştır (Blumenthal ve ark., 1964; Wong ve Finckh, 1978; Degens ve ark., 1984). Bu havzanın bir tektonik çökme gölü olduğu öne sürülmektedir (Şengör ve Kidd, 1979). Havzanın güneyinde Artos Dağı (3310 m), batısında Nemrut Volkanı (2590 m), kuzeyinde Süphan Volkanı (4051 m) ve kuzeydoğusunda çalışma alanında da yüzlek veren lavlar ve volkanoklastik ürünlerin yer aldığı Tendürek Volkanı (3533 m) tarafından sınırlanmaktadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Van Gölü Havzası'nın sismotektonik haritası (Faylar: Emre ve ark., 2012; Okuldaş ve Üner, 2013; Sağlam Selçuk ve ark., 2016).

Van Gölü Havzası'nın da içinde yer aldığı Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP) güneyinde Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı ve kuzeyinde ise Kafkas bindirmesi ile sınırlıdır. Günümüzden 20-16 milyon yıl arasında gerçekleşen Arap ile Avrasya levhalarının çarpışması ile Doğu Anadolu'daki son okyanusal litosfer yitimi uğramış

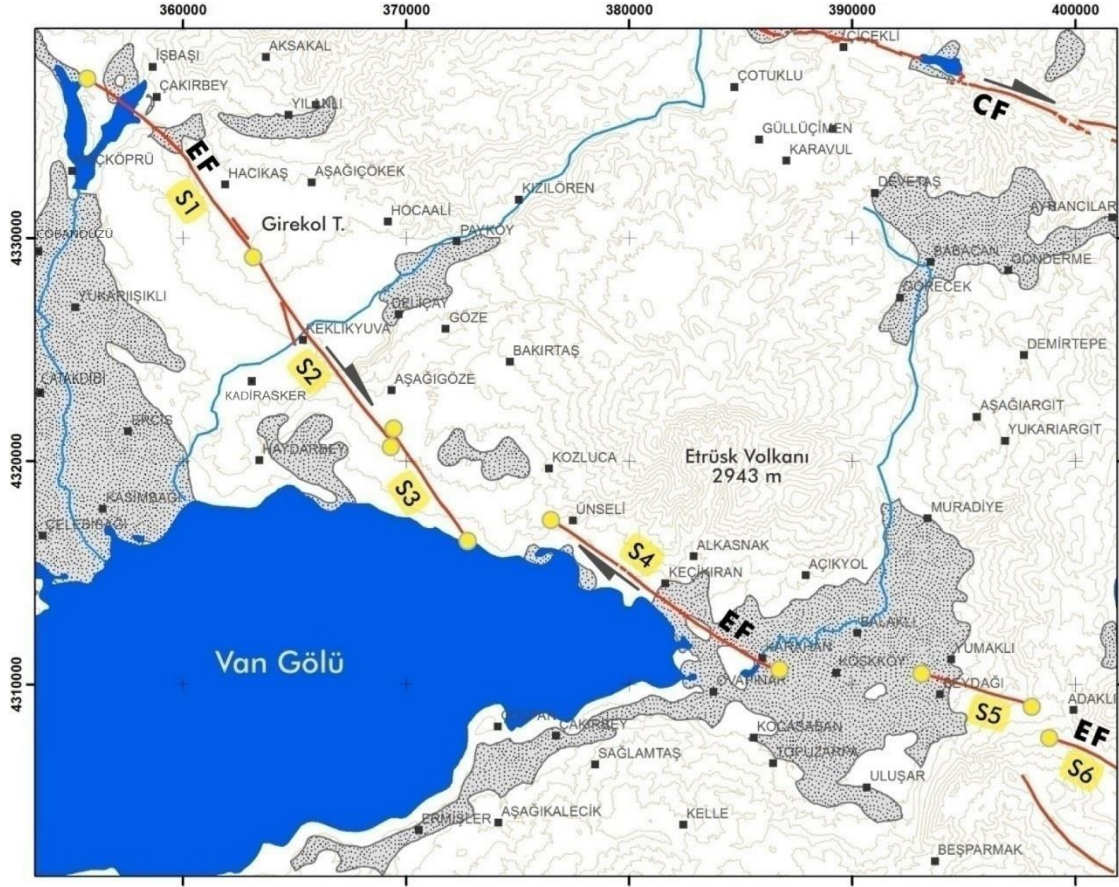
(Okay ve ark., 2010) ve 13 milyon yıl önceden itibaren Doğu Anadolu Yüksek Platosu oluşumuna başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve ark., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Arap ve Avrasya levhaları arasında gerçekleşen bu kıta-kıta çarpışması bölgenin yükselmesine ve kabuk kalınlaşmasına neden olmuştur (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve ark., 1987). Doğu Anadolu Yüksek Platosu yaklaşık 2000 m'ye kadar yükselmiş ve bu yükselim günümüzde de devam etmektedir (Şengör ve ark., 2008). Bu çarpışmanın en önemli ürünlerinden biri de havzasının batısında ve kuzeyinde yaygın olarak yer alan volkanik aktivitedir. Bununla birlikte, kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak bölgede yeni bir tektonik rejim hakim olmuştur (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve ark., 1987; Koçyiğit ve ark., 2001). DAYP'nin deformasyonu, K-G doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak gelişen, KB ve KD gidişli doğrultu atımlı faylar, K-G doğrultulu normal faylar ve D-B doğrultulu bindirme fayları tarafından kontrol edilmektedir. Bununla birlikte bölgede volkanların çıkış merkezlerini denetleyen K-G doğrultulu açılma çatlakları ve bu sıkışmaya dik yönde gelişmiş D-B eksenli kıvrımlarda bulunmaktadır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Bölgedeki ana neotektonik yapılar arasında sağ yönlü doğrultu atımlı faylar (Pambak-Sevan (PSFZ), Iğdır (IF), Balıkgölü (BGFZ), Tutak (TF), Karayazı (KYF), Çaldıran (CF), Erciş (EF) ve Yüksekova fay zonları (YFZ)); sol yönlü doğrultu atımlı faylar (Aşkale (AFZ), Dumlu (DFZ), Çobandede (ÇFZ), Digor (DF), Kağızman (KF), Başkale (BFZ) fay zonları) ve bindirme fayları (Muş-Gevaş bindirme zonu ve Gürpınar bindirme fayı) bulunmaktadır (Arpat ve ark., 1976; Şaroğlu ve ark., 1984; Koçyiğit, 1985a, 1985b; Koçyiğit ve ark., 1985; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Şaroğlu ve ark., 1987; Cisternas ve ark., 1989; Cisternas, 1993; Rebai ve ark., 1993; Koçyiğit ve ark., 2001; Dhont ve Chorowicz, 2006; Horasan ve Boztepe-Güney, 2007; Sağlam ve ark., 2012). Sismik olarak aktif durumda olan bu faylar tarihsel ve aletsel dönem süresince birçok deprem üretmiş oldukları bilinmektedir.



Şekil 5.2. Doğu Anadolu-İran platosu ve yakın çevresinin basitleştirilmiş sismotektonik haritası (Faylar: Karakhanian ve ark., 2004; Emre ve ark., 2013; Koçyiğit, 2013, Sağlam Selçuk ve ark., 2016; Blok sınırları: Reilinger ve ark., 2006; Djmour ve ark., 2011).

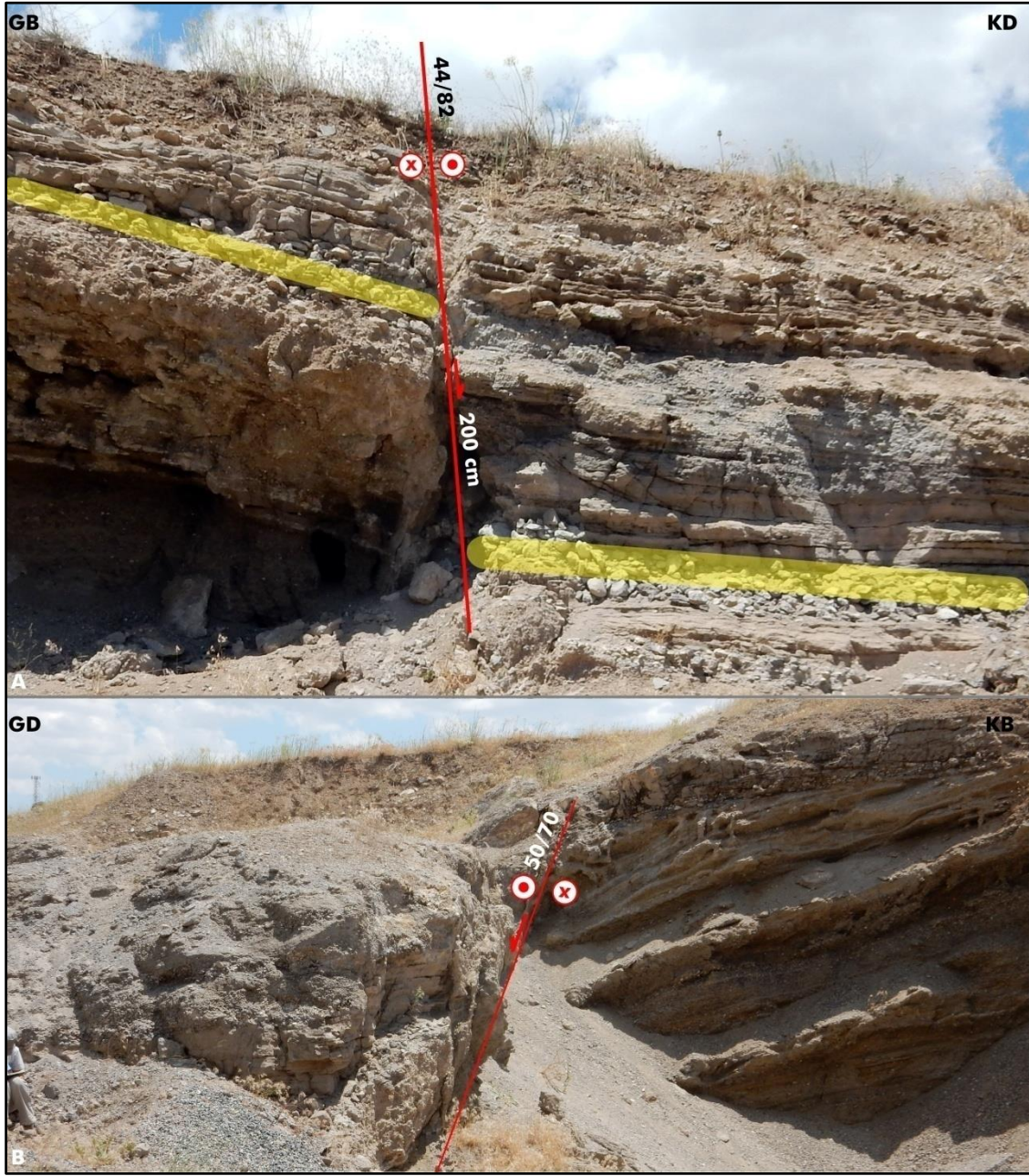
5.1. Erciş Fayı'nın morfolojik ve geometrik özellikleri

Erciş Fayı, Van Gölü Havzası içerisinde yer alan ana faylardan biridir. Yaklaşık olarak 50 km uzunluğunda $K30^0-50^0B$ arasında değişen doğrultulara sahip, sağ yanallı doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 5.3). Altı segmentten meydana gelen Erciş Fayı kuzeydoğuda Ulupamir (Erciş) Köyü ile Yumaklı (Muradiye) köyleri arasında yer almaktadır (Şekil 5.3). Fay, batıda Girekol Volkanı'nı keser ve bu alanda bulunan bazalt akıntılarında fay izi belirgindir (Şaroğlu, 1985). Aynı bölgede fay boyunca basınç sırtları ve dere ötelenmeleri morfolojik olarak izlenmektedir. Doğuya doğru takip edildiğinde Ünseli Köyü civarında Etrüks Volkanı'nın güney kenarını kontrol eder (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Erciş Fayı'nın segment haritası (EF: Erciş Fayı; CF: Çaldıran Fayı).

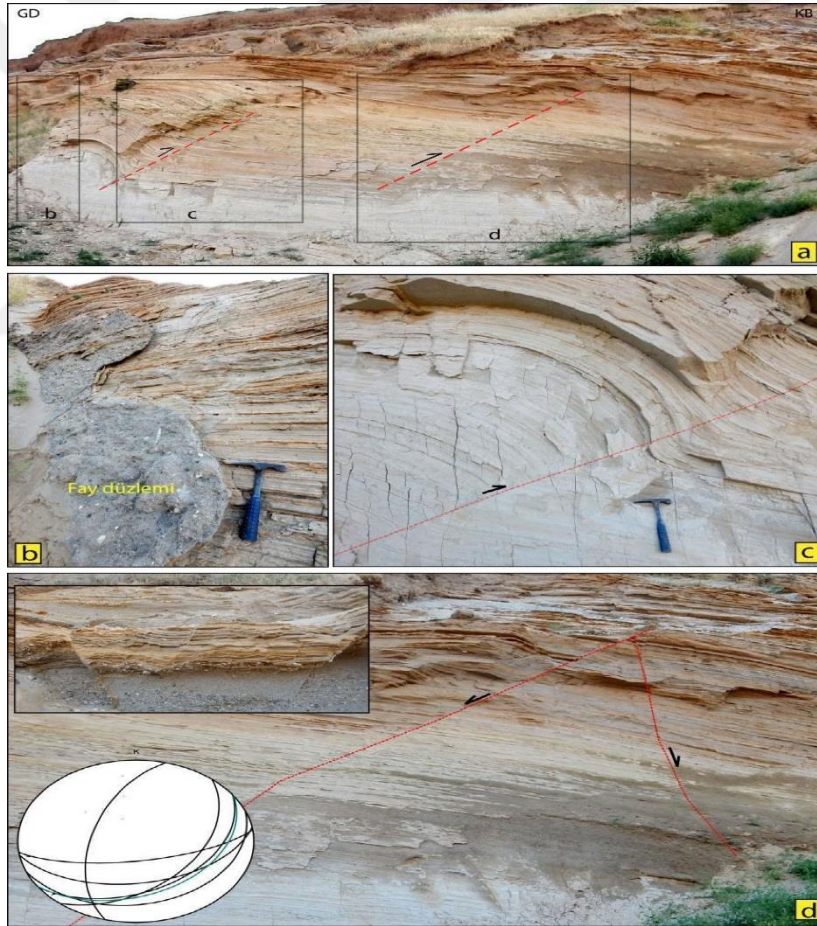
Erciş Fayı doğrultuları $K30^0-50^0B$ arasında değişen altı segmentten meydana gelmektedir (Şekil 5.3). S1, S2 ve S2 segmentleri Girekol Volkanı'na ait birimler keser ve belirgin bir morfoloji sunarak doğuya doğru devam eder. S4 segmenti Ünseli köyü ile Karahan köyü arasında Etrüsk Volkanı'na ait volkanik birimler ve eski göl-akarsu çökelleri kesmektedir (Şekil 5.3). Erciş Fayı'na ait morfolojik yapıların birçoğu bu segment üzerinde saptanmıştır. Ünseli Köyü güneyinde bulunan yol yarmasında Erciş Fayı'nın S4 segmenti eski gölssel kıyı-delta çökellerini kesmiş ve ötelemiştir (38.95D/43.64K)(Şekil 5.4a). Fandelta çökellerinden meydana gelen istif genel olarak çakıllı (pomza) ve kumlu seviyelerin ardananmasından oluşmaktadır. Çakıllar çoğunlukla bazalt olup, iyi yuvarlaklaşmış, tane boyutları 2-10 cm arasında değişmektedir. Bu segment $K46^0B$ doğrultulu normal bileşenli ve sağ yönlü olup, çökellerde 2 m'lik düşey bir ötelenmeye sebep olmuştur (Şekil 5.4a). Bu lokasyonun 100m doğusunda farklı bir noktada Erciş Fayı ($K50^0B$) aynı birim içerisinde yaklaşık 1 m'lik düşey ötelenmeye sebep olmuştur (Şekil 5.4b).



Şekil 5.4. a) Erciş Fayı'nın $K46^{\circ}B$ doğrultulu normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı S4 segmentinin arazi görünümü, b) $K50^{\circ}B$ doğrultulu normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı Erciş Fayının yol yarmasındaki görünümü.

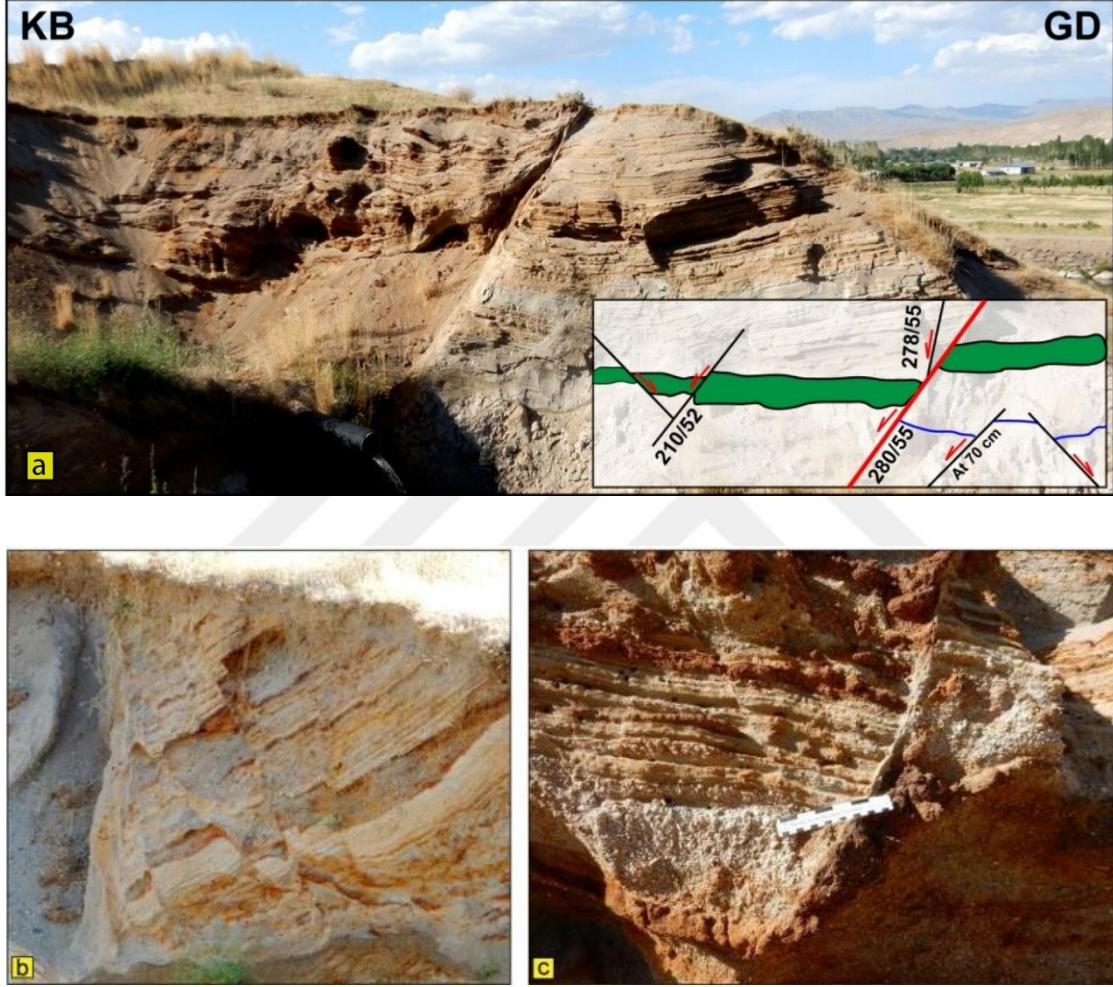
Erciş ilçesinin güneyinde Çelebibağı yerleşimi olarak bilinen ve eski göl çökelleri birimlerinin kum ocakları olarak işletildiği bir bölge bulunmaktadır. Bu alan aynı zamanda Koçköyden başlayarak güneye doğru akan Zilan Deresi tarafından drene edilmektedir. Bu alandaki göl çökeli seviyeleri yoğun bir deformasyona uğramıştır (Şekil 5.5a). Çatakdişi köyünün doğusunda yer alan kum ocaklarında açılan kesitlerde taraça

seviyeleri genel olarak kumlu seviye ile kumlu-çakıllı seviyenin ardalanmasından meydana gelmiştir. 1676 m seviyelerinde bulunan bu eski göl çökelleri birden fazla normal fay tarafından kesilerek ötelenmiştir. Bununla birlikte kesitlerde K70°D doğrultusunda uzanan fay birimleri keserek deformasyona uğratmıştır. Fay breşi seviyesi fay zonu boyunca takip edilebilmektedir (Şekil 5.5b). Fay boyunca kumlu seviyenin kendi içerisinde sürüklenme kıvrımına benzer şekilde kıvrımlandığı görülmektedir (Şekil 5.5c). Bu kıvrımlanmayı K68°D doğrultusunda uzanan ters fay kesmekte ve 3 ile 5 cm arasında değişen ötelenme yaratmaktadır (Şekil 5.5c). Göl çökelleri seviyesini deforme eden faylar gelen olarak normal faylar olup K55°D ile K-G arasında değişen doğrultulara sahiptirler.



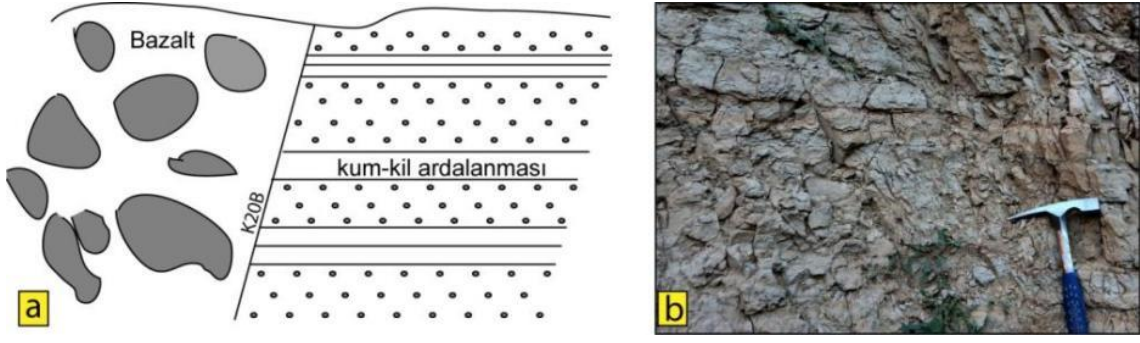
Şekil 5.5. a) Zilan Deresi boyunca gözlenen göl çökelleri ve öteleyen normal faylar b) göl çökelleri içerisinde gelişmiş fay düzlemi, c) tavan blokta meydana gelen sürüklenme kıvrımları, d) göl çökellerini kesen ve öteleyen normal faylar.

Zilan deresi boyunca kuzey doğru takip edildiğinde göl çökellerinin kumlu-killi-siltli seviyelerden oluştuğu görülmektedir. K10°D doğrultu normal bir fay tarafından kesilen ve ötelenen birimde birden fazla gelişen ikincil faylanmalar bulunmaktadır (Şekil 5.6a). İkincil faylanmalar ile oluşan ötelenmeler, 50 ile 85 cm arasında değişmektedir (Şekil 5.6 b ve c).



Şekil 5.6. a) Göl çökellerinde içinde gelişen normal fay ve ikincil faylanma b,c) İkincil faylanmalar ve meydana getirdikleri ötelenmeler.

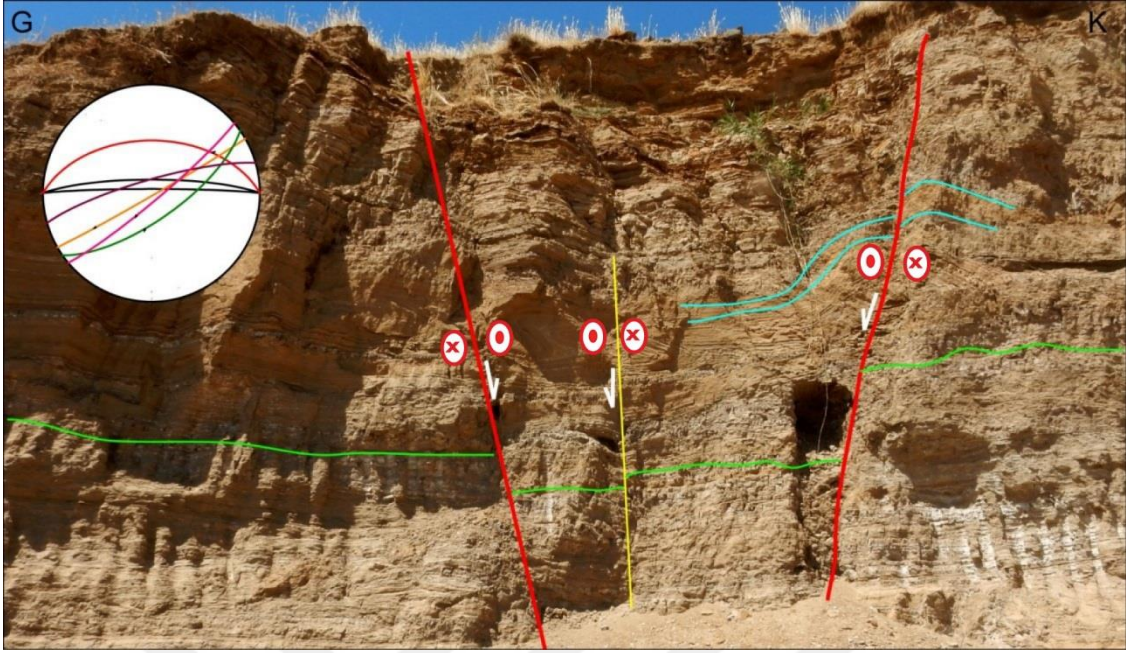
Çatakdibi köyünün kuzeyinde 39.04D/43.30K koordinatlarında açılan yarmada bazalt seviyesi ile killi gölsel seviyenin dokanağı bulunmaktadır (Şekil 5.7a). Dokanakları tektonik olup, K20°D doğrultulu sol yanal bir fay tarafından kontrol edilmektedir. Killi birim ondülasyonlu bir yapıya sahiptir (Şekil 5.7a).



Şekil 5.7. a) Göl çökelleri ile bazalt dokanağında yer alan doğrultu atımlı faylanmayı gösteren şematik şekil, b) fay düzleminde meydana gelen killeşme.

Erciş-Kadir asker köyünün kuzeyinde 1710 m seviyelerinde eski göl çökelleri seviyesi bulunmaktadır (39.04D/43.30K). Düşük enerjili göl ortamında çökelmiş olan birim kumlu-siltli seviyelerden oluşmaktadır. Kısmen ara seviyelerde çakıllı-kumlu katmanlar görülmektedir. Kumlu seviyelerin içerisinde bol miktarda sismit seviyeleri görülmektedir. S2 segmenti üzerinde açılan doğal yarmada fay yaklaşık K10°D doğrultulu eğim atımlı normal bir fay karakterindedir ve birimi 1 m düşey yönde ötelenmektedir (Şekil 5.8). Birimi deforme eden ana fayın K55°D doğrultusunda olup sol yönlü doğrultu atımlı bir fay özelliğindedir (Şekil 5.8). İkincil gelişen faylar, ana fay doğrultusuna paralel olup, düşey ötelenme miktarları 5-10 cm arasında değişmektedir.

Erciş-Çobandüzü mevkiinde, 39.5D/43.12K koordinatlarında akarsu çökelleri içerisinde K60°D doğrultusunda uzanan ters bir fay bulunmaktadır (Şekil 5.9). Kesit alt seviyelerinde kumlu bir seviye ile başlamakta ve üste doğru bazalt çakıllı akarsu kanal çökellerine geçmektedir. Ara seviyelerde ise pomza seviyeleri bulunmaktadır. Fay boyunca yaklaşık 30 cm'lik bir ötelenme görülmektedir (Şekil 5.9).



Şekil 5.8. S2 segmentinin göl çökeli seviyelerini kesip, ötelemesi.



Şekil 5.9. Akarsu çökeline gelişen ters faylanma.

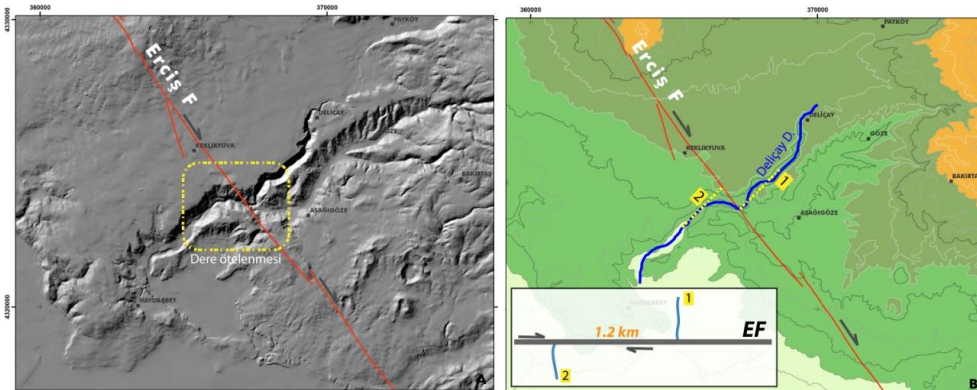
Van Gölü Havzası'nda yer alan gölssel çökellerde deprem kaynaklı sarsıntılarla oluşan deformasyon yapılarından sismit olarak tanımlanan yapılar çalışma alanı içerisinde sıklıkla rastlanan yapılar arasında yer almaktadır (Şekil 5.10). Bu sismitler bölgesel sismik tehlike değerlendirmesinde önemli bir yer tutmakta ve bu yapıları oluşturan depremlerin olası tekrarlanma periyodu ve depremleri oluşturan fay hakkında fikir sahibi olunabilmektedir (Üner ve ark., 2019). Çalışma alanı içerisinde Üner ve ark., (2019) tarafından kumlu ve siltli sıg gölssel çökeller içerisinde beş farklı lokasyonda belirlenen sismitler türlerine ayrılmış ve OSL tekniği ile yaşlandırılmıştır. Bu veriler değerlendirildiğinde Van Gölü Havzası kuzeyinin 125-250 yıllık aralıklarla ($M \geq 5$) depremlere sahne olduğu ve depremlerin de Erciş Fayı tarafından oluşturulduğu belirlenmiştir (Üner ve ark., 2019).



Şekil 5.10. Göl çökellerinin kumlu seviyelerinde meydana gelen sismit yapıları.

Van Gölü Havzası, Doğu Anadolu-İran Platosu'nun batı kısmını oluşturan Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu içerisinde (DAST) yer almaktadır. Uzun süreli GPS

ölçümlerinin modellenmesi ile tanımlanan (Reilinger ve ark., 2006; Djomour ve ark., 2011) bu blok, kuzeybatıda sol yanal doğrultu atımlı Kuzeydoğu Anadolu Fayı, kuzey/kuzeydoğuda Küçük Kafkas ve güneyde ise Bitlis-Zagros bindirme kuşakları ile sınırlandırılmaktadır (Şekil 5.2). DAST'ın güncel deformasyonu birden fazla aktif fay tarafından kontrol edilmektedir. Genel olarak doğu ve güney kesimlerinde baskın olarak bindirme fayları tarafından kontrol edilirken, kuzey ve batı kesimleri ise doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilir. Djmomour ve ark. (2011), DAST bloğunu GPS hızlarına bağlı olarak daha küçük tektonik bloklara ayırmışlardır. Van Gölü Havzası'nın da içinde yer aldığı Türkiye-İran Bloğu kuzeyde Çaldıran-Erciş-Tutak fayları tarafından sınırlanmaktadır. Yapılan çalışmalarda paralel uzanan bu faylar arasında bir atım paylaşımı olduğu belirlenmiştir (Jackson, 1992) (Şekil 5.2). Kuzeyde yer alan Gailatu-Siah Chesmeh-Khoy (GSKF) fayında $2-4 \text{ mm yr}^{-1}$, Pambak-Sevan-Sunik (PF) Fayı'nda $2-4 \text{ mm yr}^{-1}$, (Copley ve Jackson, 2006), Yüksekova-Şemdinli (YSFZ) Fay Zonu'nda $2-3 \text{ mm yr}^{-1}$ (Copley ve Jackson, 2006), Çaldıran Fayı'nda 11.9 mm yr^{-1} (Reilinger ve ark., 2006), 8 mm yr^{-1} (Copley ve Jackson, 2006), $7.2-8.3 \text{ mm yr}^{-1}$ (Djamour ve ark., 2011), $3.27 \pm 0.17 \text{ mm yr}^{-1}$ (Sağlam selçuk ve ark., 2016) ve Erciş Fayı'nda ise 8 mm yr^{-1} (Copley ve Jackson, 2006) uzun dönem kayma hızları belirlenmiştir. Erciş Fayı için verilen kayma hızının Çaldıran Fayı ile beraber hesaplanarak verildiği ve bu fay üzerinde toplam atım miktarının 11 km olduğu ifade edilmiştir (Copley ve Jackson, 2006). Ancak yapılan uzaktan algılama ve arazi çalışmalarında Erciş Fayı'nın kestiği Deliçay Deresi'nde yaklaşık olarak 1.2 km sağ yanal ötelenme gözlenmektedir (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. a) Erciş Fayı üzerinde meydana gelen dere ötelenmesi, b) Deliçay Deresi'ndeki sağ yanal ötelenme.

Çalışma alanın yer aldığı bölgede yaygın olarak volkanik birimler yer almaktadır. Bu volkanik birimler yaşlandırılarak bölgenin magmatik evrimi ile ilgili farklı araştırmalar yapılmıştır (Innocenti ve ark., 1976; Lebedev ve ark., 2010; Oyan 2011; Keskin ve ark., 2011; Oyan ve ark., 2016). Etrüsk ve Girekol volkanlarının yer aldığı çalışma alanında bu volkanlara ait ürünler K/Ar ve Ar/Ar yaşlandırma yöntemleri ile yaşlandırılmıştır. Haydarbey Köyü'nün kuzeyinde yer alan Deliçay Deresi boyunca trakit birimleri yüzeylemektedir. Oyan ve ark. (2016)'da Etrüsk Volkanı'nın magmatik evrimine ilişkin yaptıkları çalışmada bu trakitlerin yaşının 3.95 ± 0.10 Ma olduğunu ifade etmişlerdir. Trakit birimi üzerinde meydana gelen 1.2 km'lik ötelenme için Erciş Fayı'nın uzun dönem kayma hızının 3.5 mm yr^{-1} olduğu görülmektedir (Şekil 5.11).

5.2. Depremsellik

Van Gölü Havzası'nın kuzeyinde tarihsel dönemden günümüze kadar farklı şiddette ve büyüklükte depremler meydana gelmiştir (Ergin ve ark., 1967; Soysal ve ark., 1981; Ambraseys, 1988; Guidoboni ve ark., 1994; Ambraseys ve Finkel 1995; Tan ve ark., 2008). Bu bölge ile ilgili deprem katalogları incelendiğinde bölgede meydana gelen depremlerin şiddetli olduğu ve önemli can kayıplarına neden olduğu belirtilmektedir.

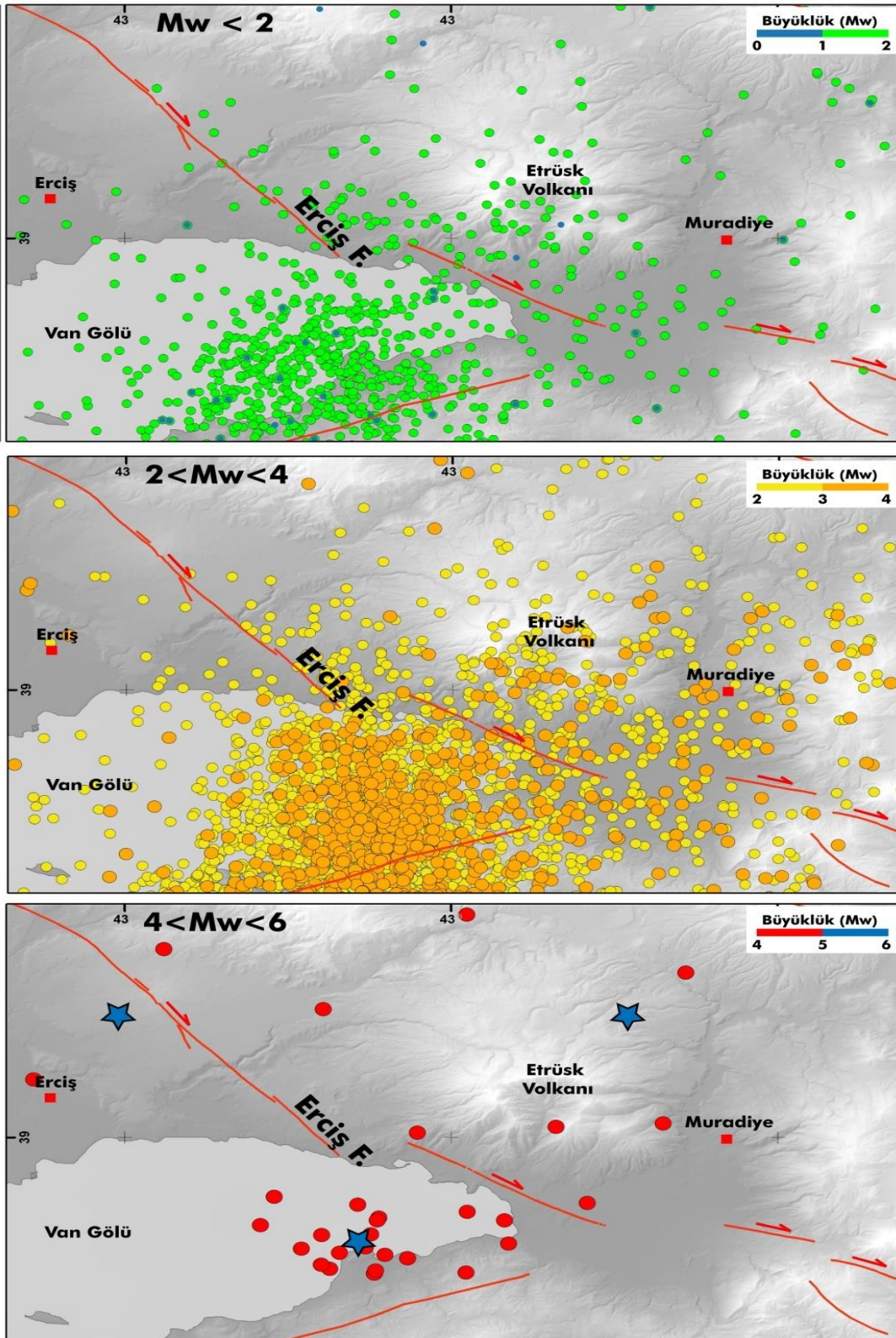
Tarihsel ve aletsel kataloglarda Erciş Bölgesi'nde birden fazla yıkıcı depremin meydana geldiği görülmektedir. Tarihsel kayıtlarda, 3 Ekim 1276 yılında Erciş ve Ahlat bölgesini etkileyen bir depremin meydana geldiği ve bu bölgelerde ciddi yıkımlar oluşturduğu belirtilmiştir (Ambryeses, 2009). 1276 yılında Erciş ilçesinde meydana gelen depremin şiddeti 8 olarak gösterilmiştir. Birçok can kaybının yaşandığı bu depremin Mardin ve Diyarbakır da dahi hissedildiği belirtilmiştir (CAE). 1715 yılında Van ve Erciş yörelerinde hissedilen diğer bir depremin şiddeti ise 8 olarak belirlenmiştir (AFAD, 2011).

1900 yıllardan günümüze kadar Doğu Anadolu Bölgesi'nde büyüklükleri 4 ile 7.3 arasında değişen birçok deprem yaşanmıştır (Şekil 5.2). Van Gölü Havzası'nda aletsel dönem içerisinde büyüklüğü 7 ve üzeri olan iki büyük deprem meydana gelmiştir. Bunlar 1976 Çaldıran Depremi (Ms 7.2) ve 2011 Van Depremi'dir (Ms 7.2). 23 Ekim 2011 tarihinde meydana gelen Van veya Tabanlı Depremi olarak adlandırılan deprem kuzeye eğimli Van Fay Zonu üzerinde gerçekleşmiştir. Her ne kadar Van ilinin yaklaşık 15 km

kuzeyinde D-B doğrultusunda yer alsa da, yıkımın en fazla yaşandığı yerlerden biri de Erciş ilçesidir. Depremde Erciş İlçesi'nde 250 kişi hayatını kaybetmiş ve binlerce bina kullanılamaz hale gelmiştir (AFAD, 2011).

Aletsel dönem kayıtları içerisinde Erciş'te 1941 ve 1977 yıllarında 5 ve üzerinde iki deprem meydana gelmiştir. 1941 depreminde 192 kişinin hayatını kaybettiği ve 36 köyün ağır hasar aldığı belirtilmektedir (Pınar ve Lahn, 1952; Eyidoğan ve ark., 1991). Hem morfolojik olarak hemde sismolojik olarak aktif olan Erçiş Fayı deprem üretme olasılığı yüksek olan ana faylardan biri konumundadır (Şekil 5.12)

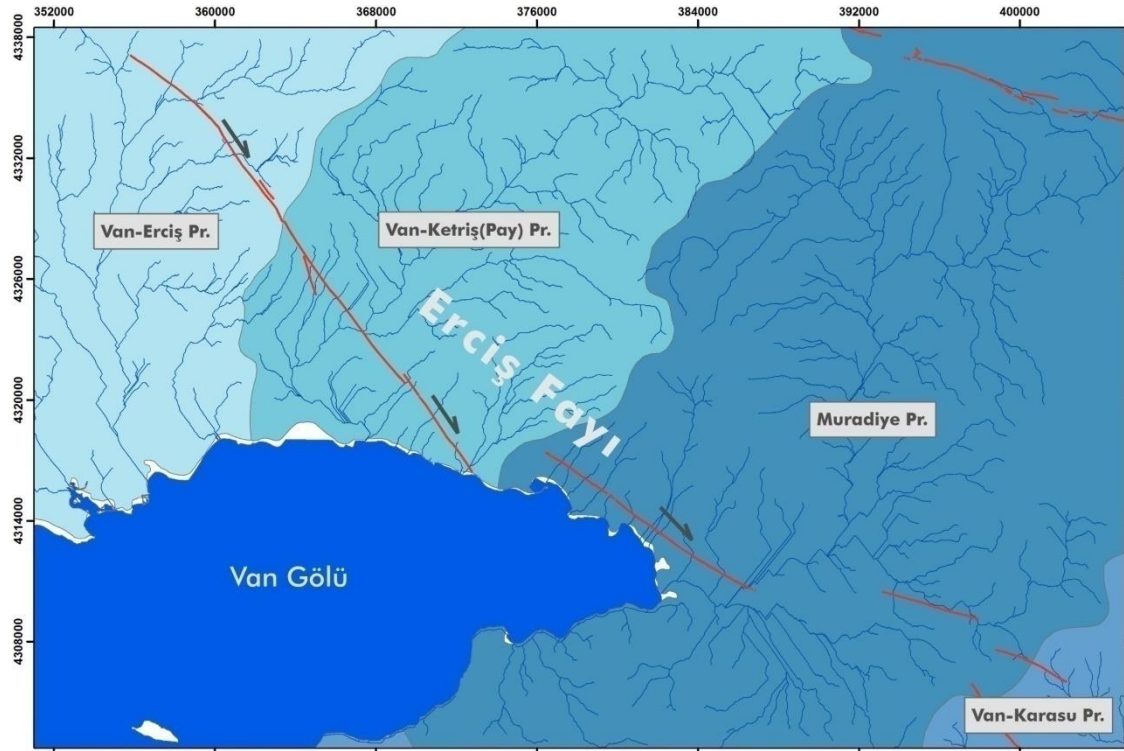
Van Gölü Havzası'nda yer alan çalışma alanı içerisinde $M_w < 2$ büyüklükte 698; $2 < M_w < 4$ büyüklüğünde 3500 ve $4 < M_w < 6$ büyüklüğünde 29 deprem meydana gelmiştir. Deprem yoğunluğu 23 Ekim 2011 Van Depremi'nden sonra meydana gelen artçı depremlerden kaynaklanmaktadır. 2011 depreminden önce bölgede $2 < M_w < 5$ büyüklüğünde 64 deprem meydana gelmiştir. Aynı şekilde artçıların etkisinin azaldığı dönemden itibaren (2013 yılından günümüze) $2 < M_w < 5$ büyüklüğünde 1016 deprem meydana gelmiştir. Erçiş Fayı'na bağlı olarak gelişen depremler genel olarak 3 ile 4 Mw büyüklüğünde değişmektedir (Şekil 5.12). Etrüsk Volkanı'nın güney kenarını denetleyen S4 segmentinde deprem yoğunluğu görülmektedir (Şekil 5.12). 10 Eylül 1941 tarihinde 5.9 (Ms) büyüklüğünde Erciş İlçesi'nin kuzeyinde meydana gelen deprem 1941 depremi olarak bilinmektedir (Eyidoğan ve ark., 1991; Pınar ve Lahn, 1952). Depremin kaynağının Erçiş Fayı'nın Ulupamir ile Hacıkış köyleri arasında yer alan S1 segmentinden kaynaklandığı düşünülebilir. Erçiş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon zonu içerisinde batı ve doğu kesimlerinde deprem aktivitesi bakımından düşük olmasına rağmen özellikle bu deformasyon zonunun orta kesimlerinde deprem aktivitesi yüksektir (Şekil 5.12).



Şekil 5.12. Çalışma alanının sismotektonik haritası. 23 Ekim 2011 sonrasında meydana gelen depremler verilmiştir. (deprem verileri: AFAD, 2019)

6. MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI

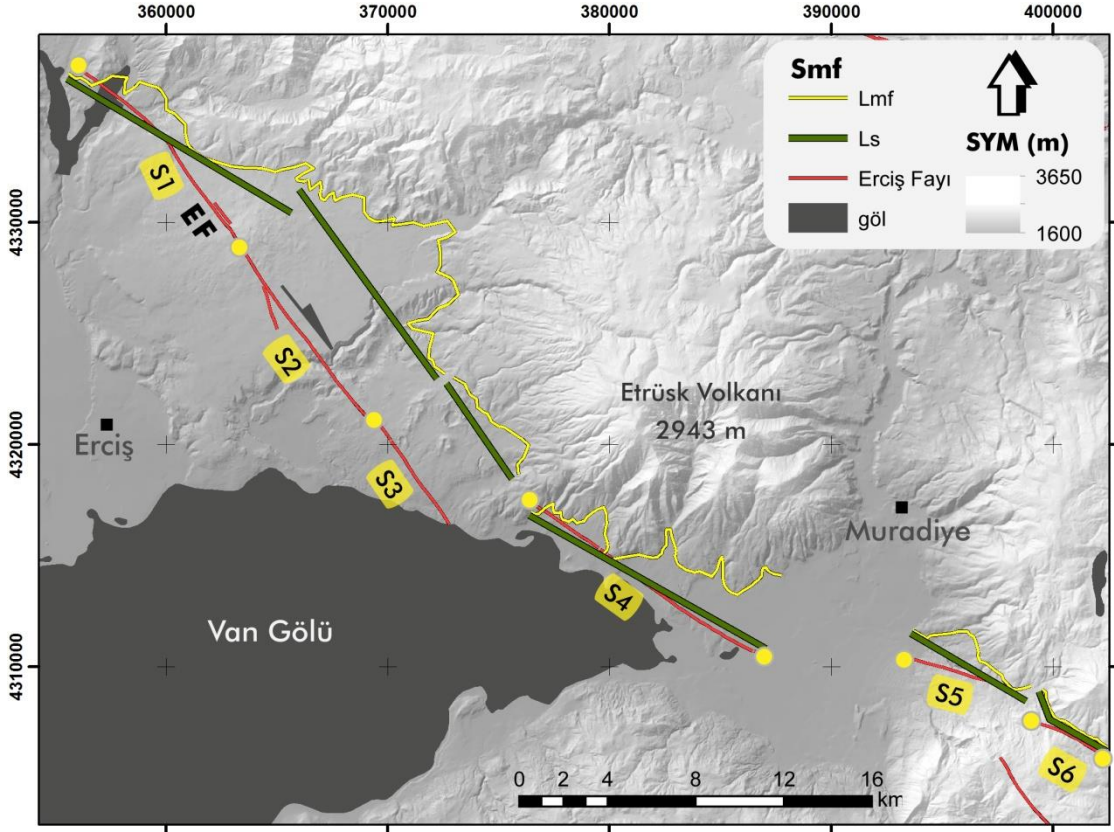
Bu tez kapsamında çalışılan Erciş Fayı Van Gölü Havzası'nın kuzey kesiminde yer alan üç farklı drenaj havzasını güneyden denetlemektedir. Bu havzalar Erciş, Ketrış ve Bendimahı havzalarıdır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Çalışma alanına ait havzalar.

6.1. Dağönü Eğriselliği (Smf)

Dağ-önü eğriselliği jeomorfik indeksi tektonik olarak kontrol edilen dağ önlerini tanımlamakta kullanılan aktif yöntemlerden biridir. Bu çalışmada, Erciş Fayı'nın segmentleri boyunca uzanan dağ önleri için Smf değerleri hesaplanmıştır. Bu değerler genel olarak $1.0 < Smf < 2.0$ arasında değişmektedir. Erciş Fayı'nın batı ve orta kesimlerini denetleyen S1 ile S3 segmentleri düşük Smf değerleri verirken (1,37-1,2), S2 ile S4 segmentleri daha yüksek Smf değerleri vermektedir (1,89-1,64) (Şekil 6.2). Havzanın doğu kenarını denetleyen S5 ve S6 segmentleri ise en düşük Smf değerleri verirler (1,15-1,17) (Şekil 6.2).



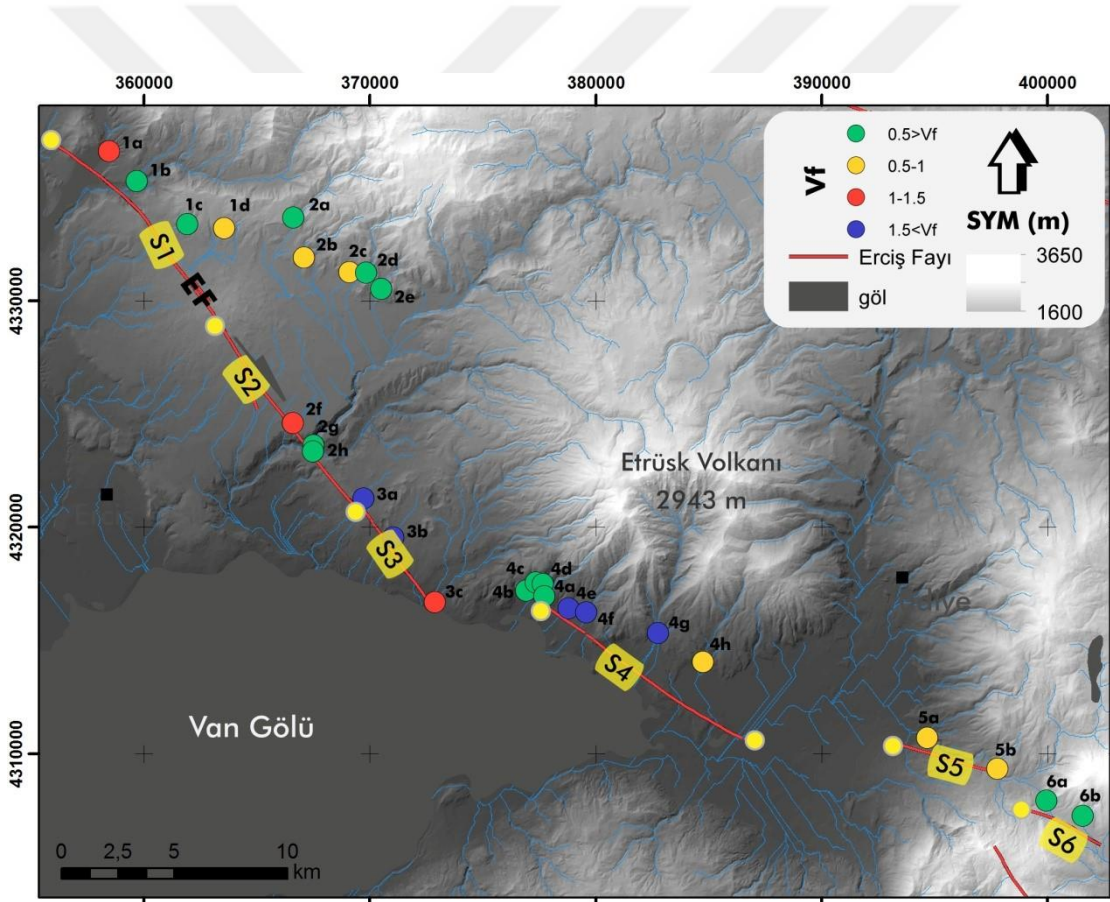
Şekil 6.2. Çalışma alanında yer alan *Smf* ölçüm alanları.

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

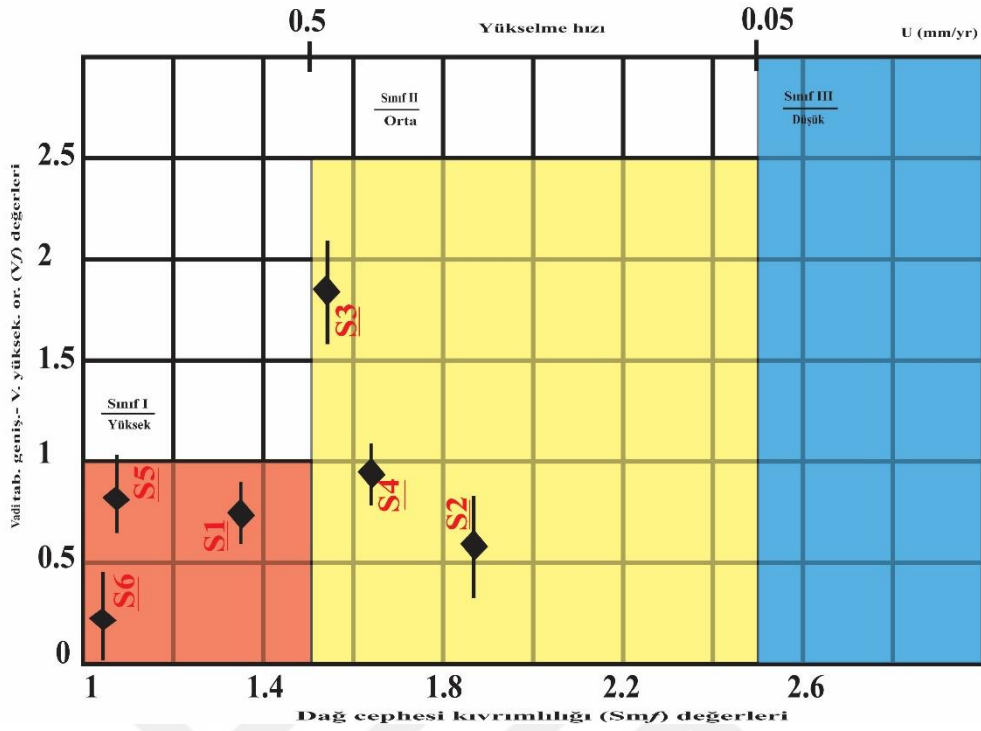
Bu tez çalışmasında akarsu vadi kanallarında dağ önleri için Vadi Tabanı Genişliğinin- Vadi Yüksekliğine Oranı (Vf) değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan Vf değerlerine bağlı olarak Erciş Fayı'nın segmentleri arasında göreceli hareketleri ve yükselme hızlarının dağılımının araştırılması sağlanmıştır. Van Gölü kuzeyinde yer alan Erciş Fayı'nda bulunan segmentler için 27 farklı noktada Vf indisi hesaplanmıştır (Şekil 6.3). Hesaplanan bu değerler 0,2 ile 3.29 arasında değişmektedir (Çizelge 6.1).

Çizelge 6.1. Çalışma alanında bulunan alt havzasının vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı değerleri.

Vadi	Vf								
	S1		S2		S3		S4		S5-6
1a	1.32	2a	0.23	3a	3.29	4a	0.42	5a	0.95
1b	0.41	2b	0.70	3b	0.86	4b	0.42	5b	0.66
1c	0.32	2c	0.51	3c	1.08	4c	0.32	6a	0.05
1d	0.74	2d	0.29			4d	1.22	6b	0.33
		2e	0.21			4e	2.66		
		2f	1.25			4f	2.53		
		2g	0.41			4g	0.55		
		2h	0.48			4h	0.96		

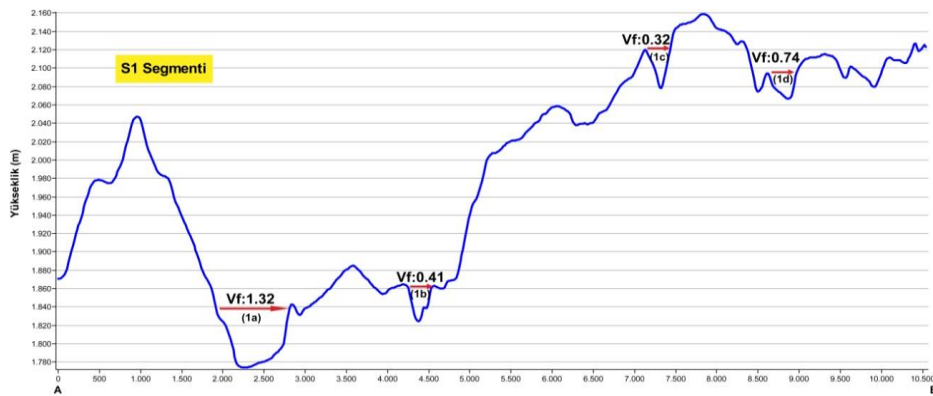


Şekil 6.3. Erciş Fayı'nın Smf ve Vf ölçüm lokasyonları.



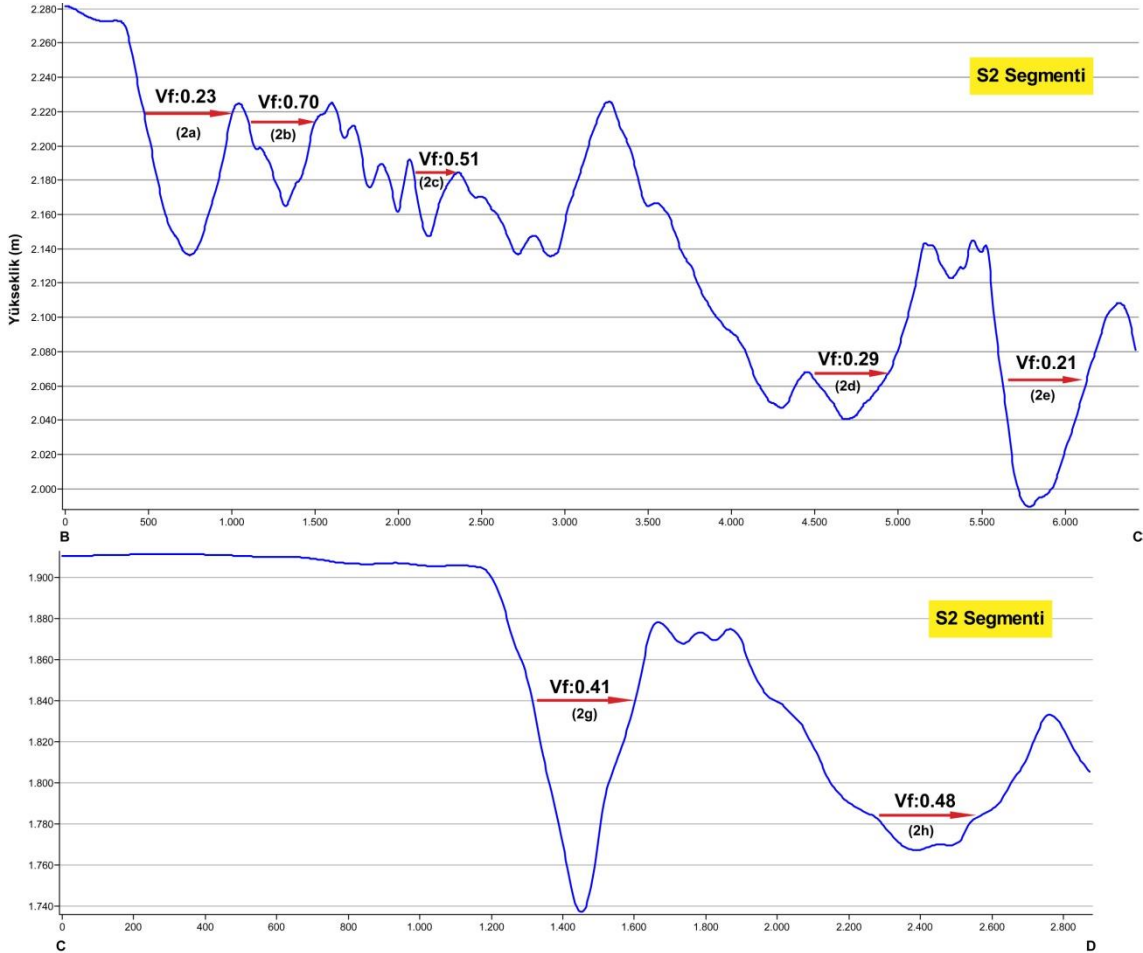
Şekil 6.4. Her bir segment için hesaplanan Smf ve Vf değerlerinin grafiksel görünümü ve temsilcisi oldukları tektonik sınıflar (yükselme hızları Rockwell ve ark., 1984'den alınmıştır).

Erciş Fayı'nın kuzey batısında bulunan ve S1 olarak adlandırdığımız segmenti dik kesen Deliçay Deresi'nin 4 vadi kanalı boyunca Vf indis değerleri hesaplanmıştır (Şekil 6.5). Bu segmentin kuzey batı kesimlerinde daha yüksek Vf değerleri elde edilirken güney doğusuna doğru gelindiğinde daha düşük Vf değerleri sunmaktadır (1.32-0,32).



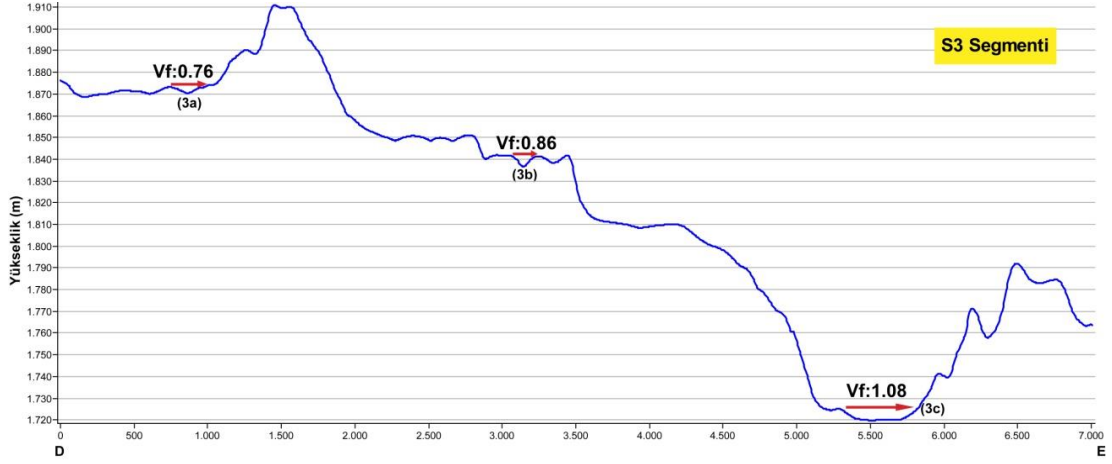
Şekil.6.5. S1 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.

Zilan Deresi'ni dik kesen Erciş Fayı'nın S2 segmenti boyunca uzanan vadi kanalları boyunca 8 farklı noktada Vf indeksi değerleri hesaplanmıştır (şekil 6.6). Genel olarak bu segmentten hesaplanan noktalarda düşük Vf değerleri sunarken yükselimin hızlı olduğunu ve V şekli vadileri belirtmektedir (şekil 6.4).



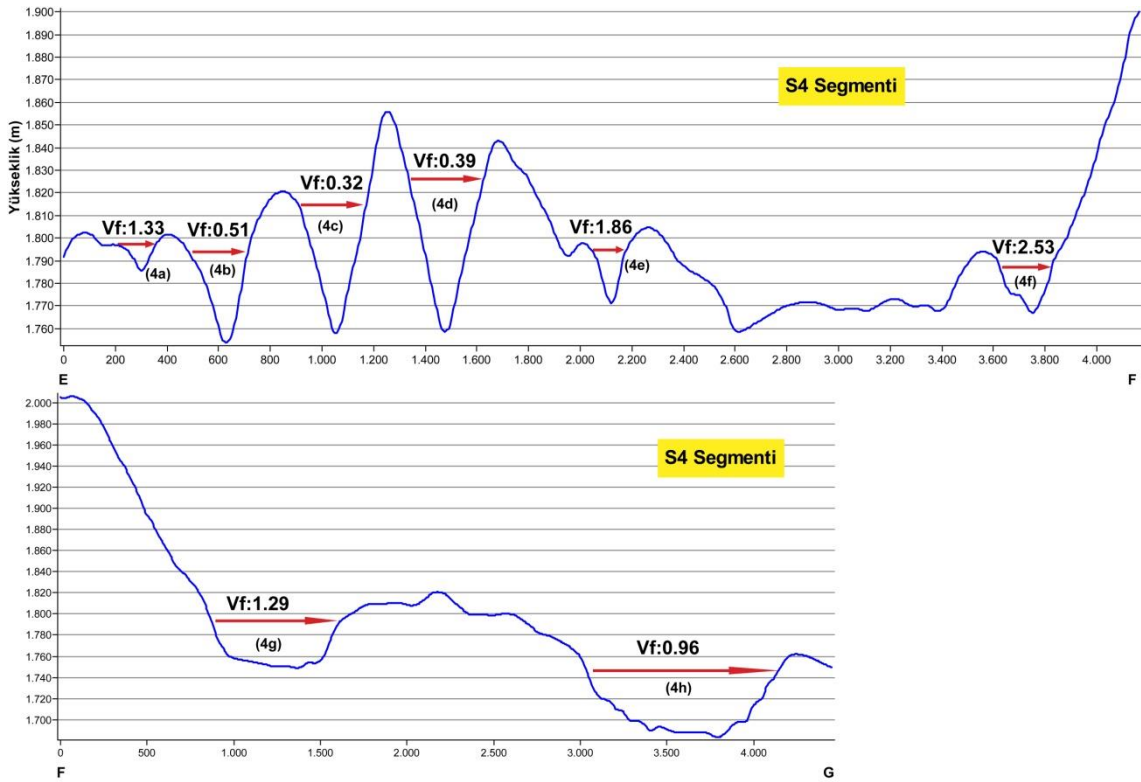
şekil.6.6. S2 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.

Erciş Fayı'nın orta kesimlerini denetleyen S3 segmenti boyunca 3 farklı noktada vadi kanal profilleri üzerinde yapılan Vf indisi hesaplamaları sonucunda değerlerin yüksek çıktığı gözlemlenmiştir (0.86-3.29). Bu yüksek değerler S3 segmenti üzerinde segmente dik uzanan vadilerin düşük yükselimi hızı olduğu belirlenmiştir (şekil 6.7).



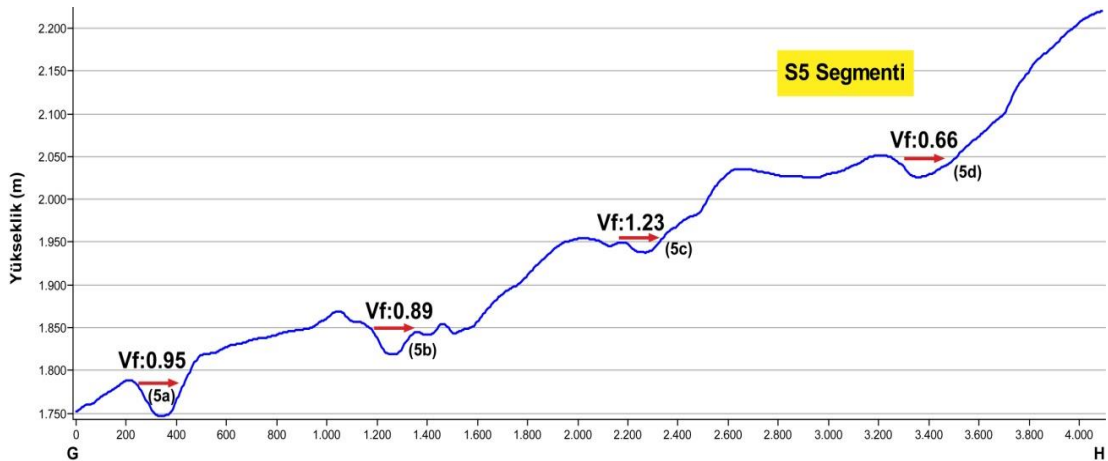
Şekil 6.7. S3 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.

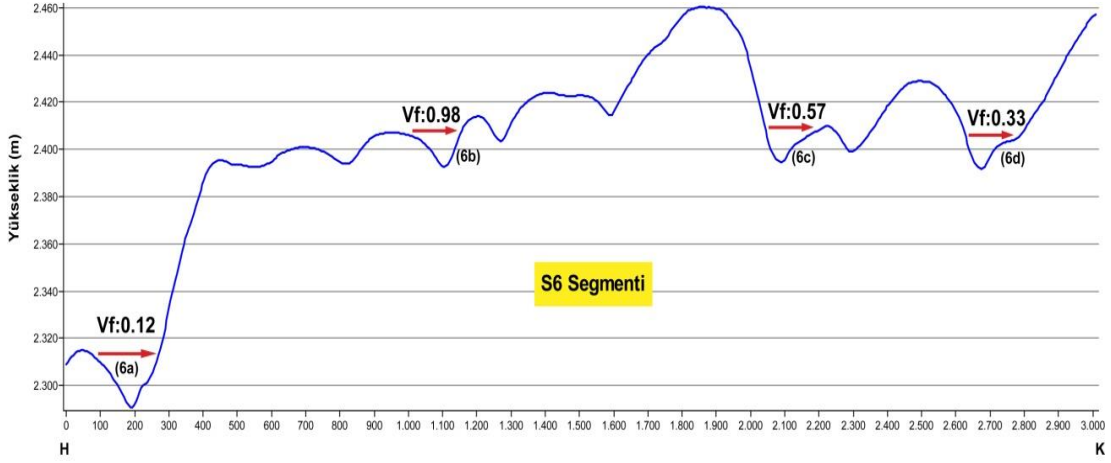
Havzanın orta kesimini denetleyen ve Etrüsk Volkanı'nın güneyini kontrol eden S4 segmentini dik kesen 8 farklı akarsu vadi kanallarında yapılan Vf analizlerinde segmentin kuzeybatısında Vf değerleri genelde 1 den küçüktür (0.32-0.42), segmentin güney doğu ucuna doğru gidildikçe Vf değerlerinin yükseldiği görülmüştür (Şekil 6.8). Segmentin kuzeybatı kenarları daha aktif ve derine doğru kazınmayı gösterirken güney doğuya doğru gidildikçe S4 segmenti yükselimi yavaşlamaktadır.



Şekil 6.8. S4 segmentini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.

Erciş Fayı'nın güneydoğusunu denetleyen S5 ve S6 segmentlerinde yapılan Vf analizlerinde çıkan sonuçlarda değerlerin düşük olduğu ortaya çıkmış (0.05-0.9) ve yükselim hızlarının yüksek olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 6.9).

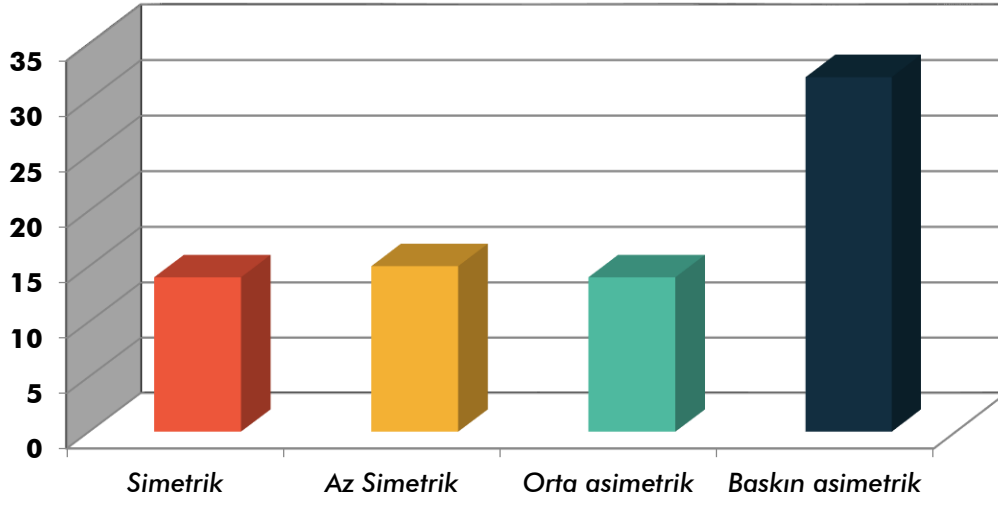




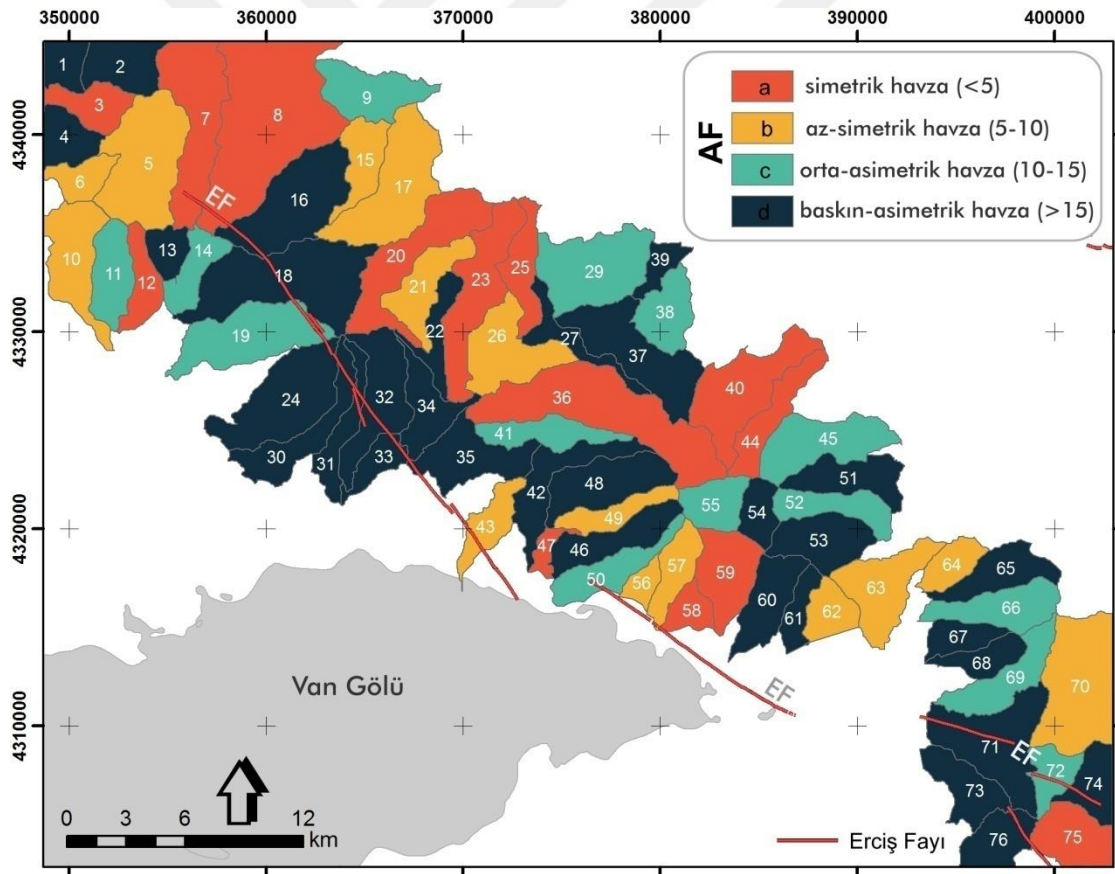
Şekil 6.9. S5 ve S6 segmentlerini dik kesen dereler boyunca yapılan vadi kanal profilleri.

6.3. Asimetri Faktörü, (AF)

Asimetri Faktörü, Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanı içerisinde yer alan 75 alt-havza için hesaplanmıştır. Bu havzaların 14 tanesi simetrik havza, 15 tanesi az simetrik havza, 14 tanesi ise orta asimetrik havza ve 32 tanesi ise baskın asimetrik havza sınıflaması içerisinde yer almaktadır (Şekil 6.10). Deformasyon alanının kuzeybatı kenarında yer alan alt-havzaların baskın az asimetrik-orta asimetrik olmasına karşın güneydoğusuna doğru gelindiğinde baskın asimetrik-orta simetrik oldukları görülmektedir (Şekil 6.11). Bu deformasyon alanı içerisinde yer alan havzaların çoğunlukla az simetrik havza özelliği taşımasının nedeninin bölgenin Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik çökeller ile farklı litolojik özelliklerinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Özellikle güneydoğu kesimlerde daha baskın olarak asimetrik havzaların yoğunluğu bu bölgedeki segmentlerin kısa ve bağımsız olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 6.11). Ayrıca bu kesimdeki litoloji farklılığından dolayı alt-havzaların orta kesimleri asimetrik özellik kazanmasına neden olmuş olabilir. Havzanın doğusunda yer alan alt-havzaların orta kesimleri asimetrik havza sınıfı içerisindeyken, güneydoğu ve kuzeydoğuya doğru bunların simetrik-az simetrik havza içerisinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.11).



Şekil 6.10. Çalışma alanı içerisinde yer alan alt havzaların Asimetri Faktörü dağılımı.

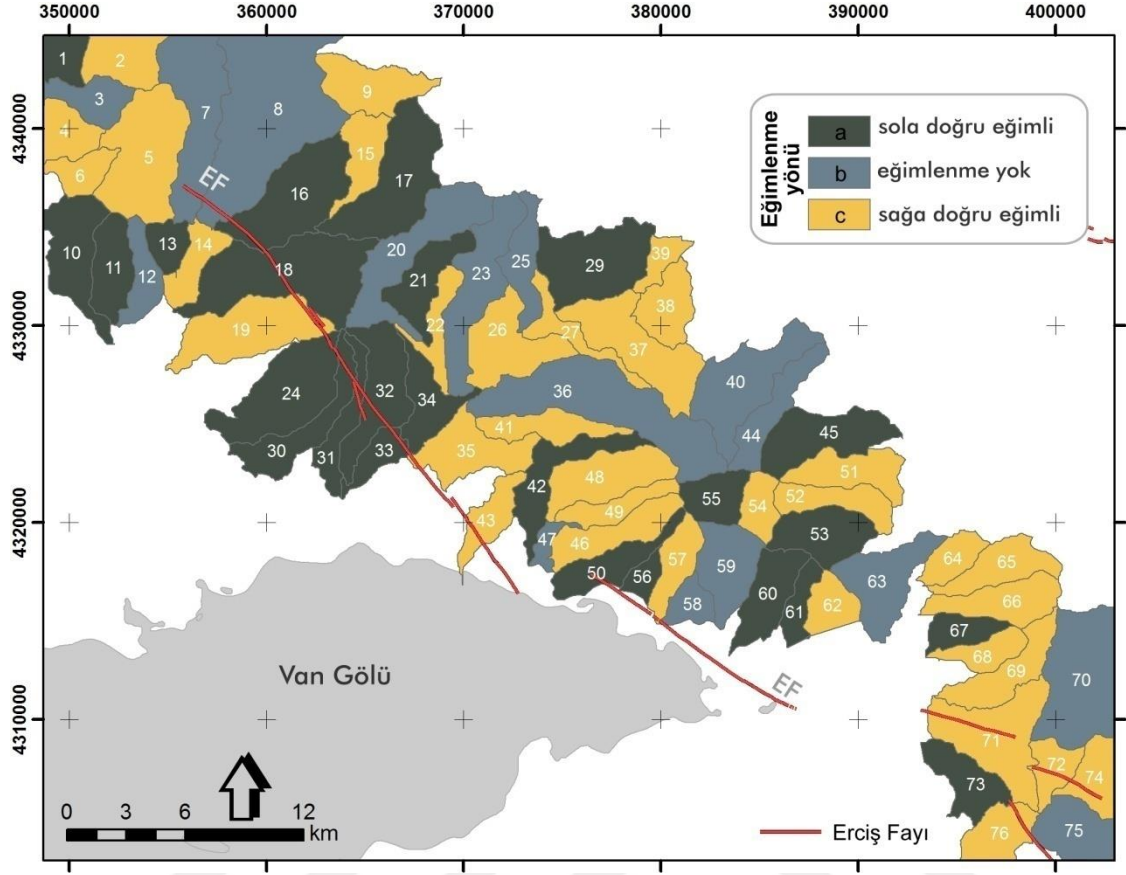


Şekil 6.11. Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanında yer alan alt-havzalara ait drenaj havzası asimetrisi.

Drenaj havzası asimetri indisi, gelişen drenaj ağının tektonizma kontrolünde geliştiğini anlamının en kolay yollarından biridir. Eğer bir bölge tektonizma kontrollü ise bunun en iyi sonuçları akarsu ağı üzerinde gelişen doku ve geometriden anlaşılabilir. Bunu tanımlamak ve tektonizmaya bağlı eğimlenmeyi ortaya çıkarmak için bu indis kullanılmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). Eğer AF değeri 50 civarında ise havzada herhangi bir eğimlenme olmadığı yani havzayı etkileyen bir tektonizmanın bulunmadığına işaret eder. Bu değer $AF < 50 < AF$ olması durumunda havzanın tektonizmadan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 6.12).

Erciş Fayı'nın kuzeybatı kesimini denetleyen S1 segmentinin kontrol ettiği alt-havzalar da batıya doğru eğimlenme gösterirken segmentin orta kesimlerinde yer alan alt-havzalar eğimlenme göstermemektedir. S1 segmentinin güneydoğu ucuna doğru gelindikçe havzalar güneydoğuya doğru eğimlidir (Şekil 6.12). Deliçay Deresi'nin havzalarını denetleyen S2 Segmentinde alt havzalar güneydoğuya doğru eğimlenme gösterirken segmentin kuzeyinde yer alan havzalar genel olarak eğimlenme göstermemektedir (Şekil 6.12). Erciş Fayı'nın orta kesimlerini yer alan S3 segmentine ait alt havzalar akış yönünde kuzey batıya doğru eğimlenmektedir. Etrüsk Volkanı'nın güneyini denetleyen S4 Segmentinde değerlendirilen alt-havzalarda eğimlenme yönleri farklılık göstermektedir (Şekil 6.12). Çalışma alanında güney doğuda yer alan S5 ve S6 segmentleri kuzey kuzeybatıya doğru eğimlenme göstermektedirler.

Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanı içerisinde yer alan 75 alt-havzanın yapılan hesaplamalar sonucunda 25 alt havza kuzeybatıya doğru eğimliken 34 alt-havza güneydoğuya doğru eğimlenme göstermektedir. Bu havzalardan 16 alt-havza herhangi bir eğimlenme göstermemektedir (Şekil 6.12). Bu sonuçlar genel olarak bölgenin Erciş Fayı'na bağlı bir tektonizmadan etkilendiğini ifade etmektedir.



Şekil 6.12. Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon alanında yer alan alt-havzalara ait eğimlenme yönleri.

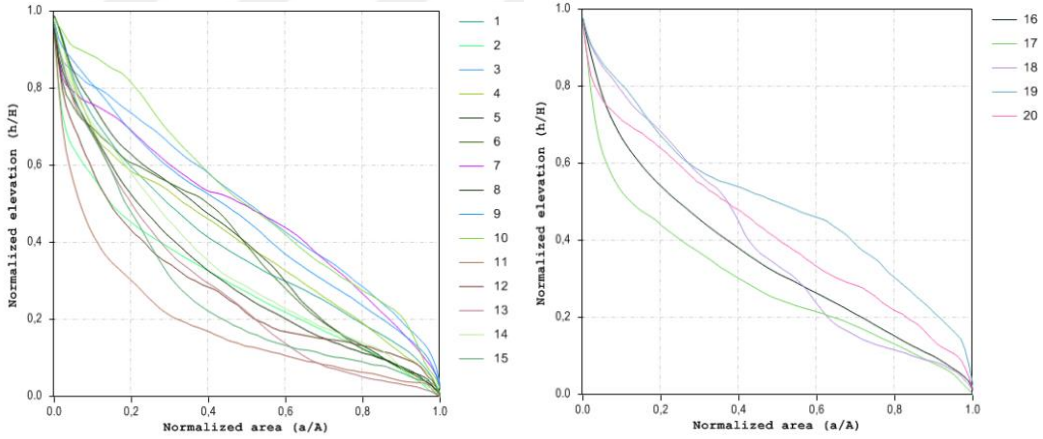
6.4. Hipsometrik Eğri ve İntegral (HE ve HI)

Hipsometrik analiz bir alanda drenaj evriminin güncel tektonizmaya karşı olan duyarlılığını göstermektedir ve bu analiz son yıllarda jeomorfoloji hidroloji ve aktif tektonik alanlarında 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).

Bu analiz, (a) hipsometrik eğri ve (b) hipsometrik integral olmak üzere iki aşamadan oluşmaktadır. Hipsometrik eğrinin (HE) şekli havzanın kazanma derecesine bağlıdır. Dış-bükey şekilli HE olgunlaşmamış zayıf aşınmış havzaları karakterize ederken, S-şekilli HE orta derecede aşınmış havzalar ve iç bükey şekilli He is çok aşınmış havzaları işaret etmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve ark., 2009a; Giaconi ve ark., 2012).

Erciş Fay Zonu boyunca 76 alt havzanın hipsometrik eğrisi ve hipsometrik integrali hesaplanmıştır.

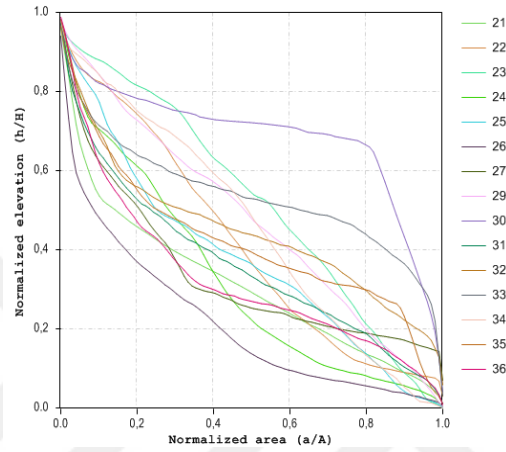
Çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde yer alan S1 segmentinde 20 alt-havzanın hipsometrik eğrisi ve hipsometrik integrali hesaplanmıştır. S1 segmenti çalışılırken Zilan Deresi ve ikinci kolları ayrı olarak değerlendirilmiştir. İkinci kolların oluşturdukları alt havzalarda göz önüne alınarak alt havzaları oluşturulmuştur. Zilan Deresi alt havzalarının batı kesimleri genel olarak S-şekilli ve içbükey hipsometrik eğriler oluşturmaktadır (Şekil 6.13). Hipsometrik integral değerleri 0.3 ile 0.5 arası değerler sunmaktadır. S1 segmentinin kuzeybatı ucundan başlayıp ortalara doğru gidildikçe hipsometrik integral değerinin 0.3'den düşük olduğu ve yaşlı havzaların yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.18). Segmentin güneydoğu ucunda bulunan havzalar ise dış-bükey şekilli hipsometrik eğriler sunmaktadır (Şekil 6.13). Daha genç olan bu havzalarda kazınma hızının yüksek olduğunu göstermektedir. S1 segmentini bütün olarak değerlendirdiğimizde bulunan havzaların çoğunlukla İçbükey ve S-şekilli eğriler şeklinde olup hipsometrik değerleri 0.5 den küçük olduğu görülmektedir.



Şekil 6.13. S1 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

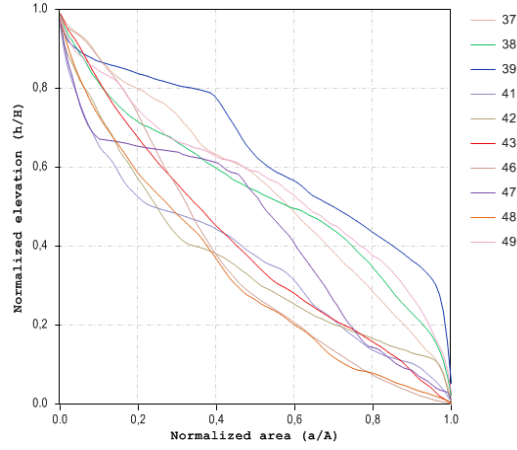
S1 segmentinin güneydoğusunda yer alan S2 segmentinde 15 alt-havzanın hipsometrik integral ve hipsometrik eğri değerleri hesaplanmıştır. S2 segmenti çalışılırken Deliçay Deresi ve ikinci kolları birlikte değerlendirilmiştir (Şekil 6.18). Hesaplanan hipsometrik integral değerlerine bağlı kalınarak segmentin kuzeydoğu ve güneydoğu kesimlerinde yer alan alt havzalar baskın olarak S-şekilli hipsometrik

eğrilerden oluşmaktadır (Şekil 6.14). Bu havzaların hipsometrik integral değerleri 0.3 ile 0.5 arasında değişmektedir. S2 segmentinin kestiği havzaların hipsometrik eğrileri dış bükey eğriler sunmakta ve havzaların zayıf aşınmış olduğunu göstermektedir. Deliçay deresi ve ikinci kollarında yer alan 15 alt havzada yapılan hipsometrik integral değerleri ortalama 0.416 civarındadır. Bu değerlere göre havza orta derecede aşınmış havza konumundadır.



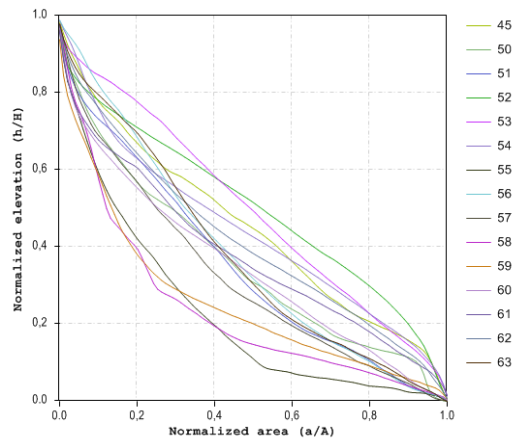
Şekil 6.14. S2segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

Çalışma alanının orta kısmında yer alan S3 segmentinde toplam 10 adet alt havzanın hipsometrik eğri ve hipsometrik integral değerleri hesaplanmıştır. S3 segmentinin kestiği havzalarda dış bükey şekilli eğriler zayıf aşınmış havzaları işaret etmektedir (Şekil 6.15) ve ortalama HI değerleri 0.5 den büyüktür. Segmentin kuzeyine doğru gidildikçe orta derecede kazınmış havzalar baskın olarak artmaktadır (Şekil 6.18). Bu havzaların hipsometrik integral değerleri 0.4 civarındadır. S3 segmentinde yer alan 10 alt havzanın hipsometrik integral değerleri ortalama 0.45 civarındadır.



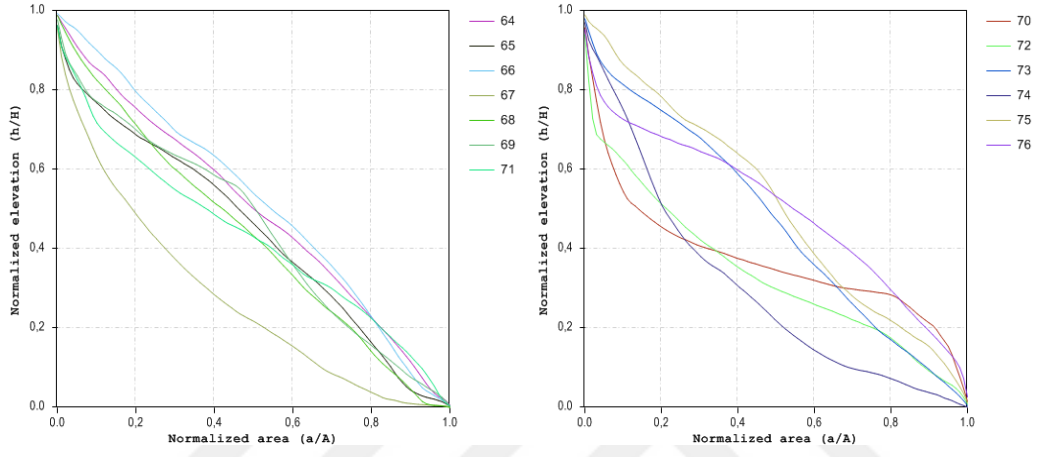
Şekil 6.15. S3segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

Erciş Fayı boyunca güneydoğuya kesimlerinde yer alan Etrüsk Volkanı güneyinde bulunan S4 segmentine ait toplam 15 alt havzanın hipsometrik eğri ve hipsometrik integral değerleri hesaplanmıştır (Şekil 6.18). Segmentin kuzeybatı kısımları iç bükey eğriler göstermekte olup havzalar yaşlı ve çok aşınmış havzalar olduğu görülmektedir. Bu kesimdeki havzaların HI değerleri 0.30 civarındadır. Segmentin kuzey taraflarında bulunan havzalar orta derecede aşınmış olmakta ve S-şekilli eğriler baskın hale gelmektedir (Şekil 6.16). Ortalama hipsometrik integral değerler 0.4 civarındadır. S4 segmentinde yer alan 15 alt havzada yapılan çalışmalarda bölgede yer alan havzaların çok aşınmış ve orta derecede aşınmış havzalar olduğunu göstermekte ve ortalama HI değeri 0.369 olarak hesaplanmıştır.

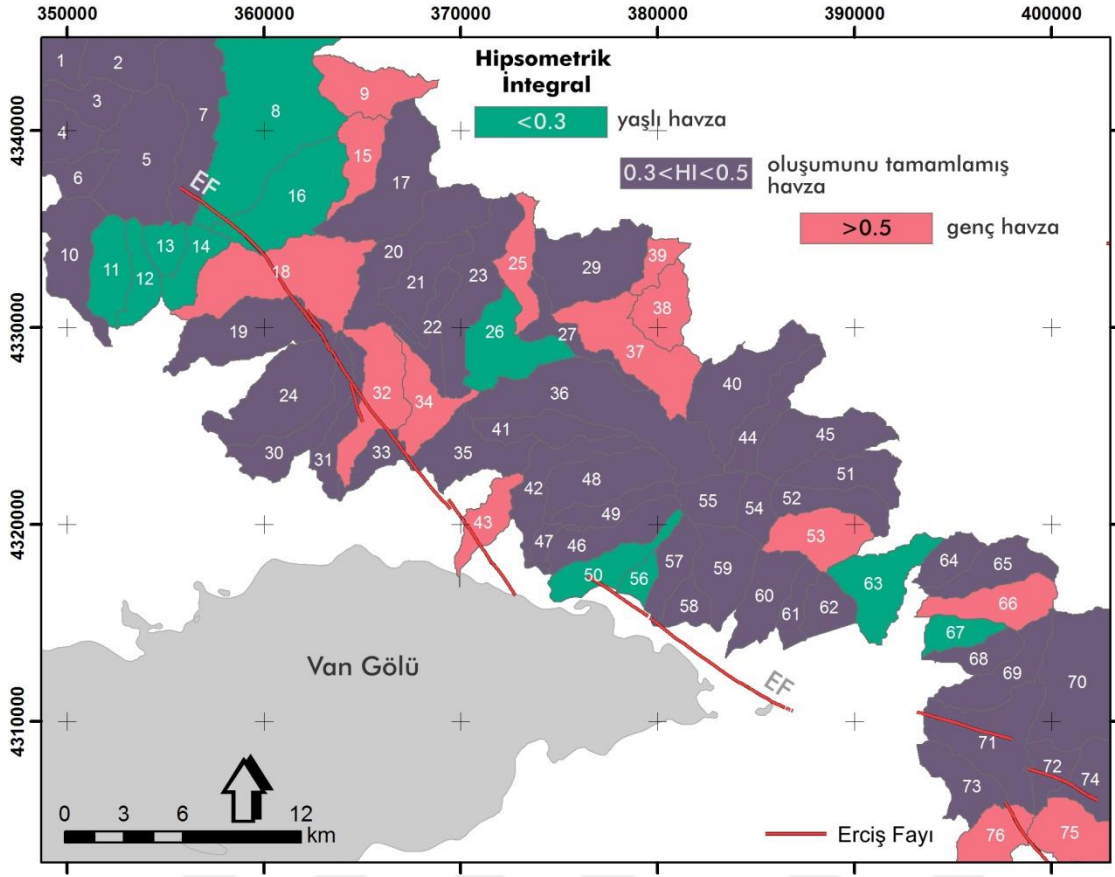


Şekil 6.16.S4 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

Çalışma alanın güneydoğusunda yer alan S5 segmentinde toplam 7 alt havzaya yapılan hipsometrik eğri ve integral hesaplamalar sonucunda bölgedin baskın şekilde orta derecede kazınmış havza olduğu görülmektedir (Şekil 6.17). Hipsometrik integral değeri ortalama 0.435 olarak hesaplanmıştır. S5 segmentinin güneyinde bulunan S6 segmenti çalışma alanının en genç havzalarına sahip olduğu görülmektedir (Şekil 6.18). Segmentin kestiği havzaların HI değerleri 0.5 den büyük olduğu hesaplanmıştır



Şekil 6.17. S5-S6 segmentinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri grafikleri.

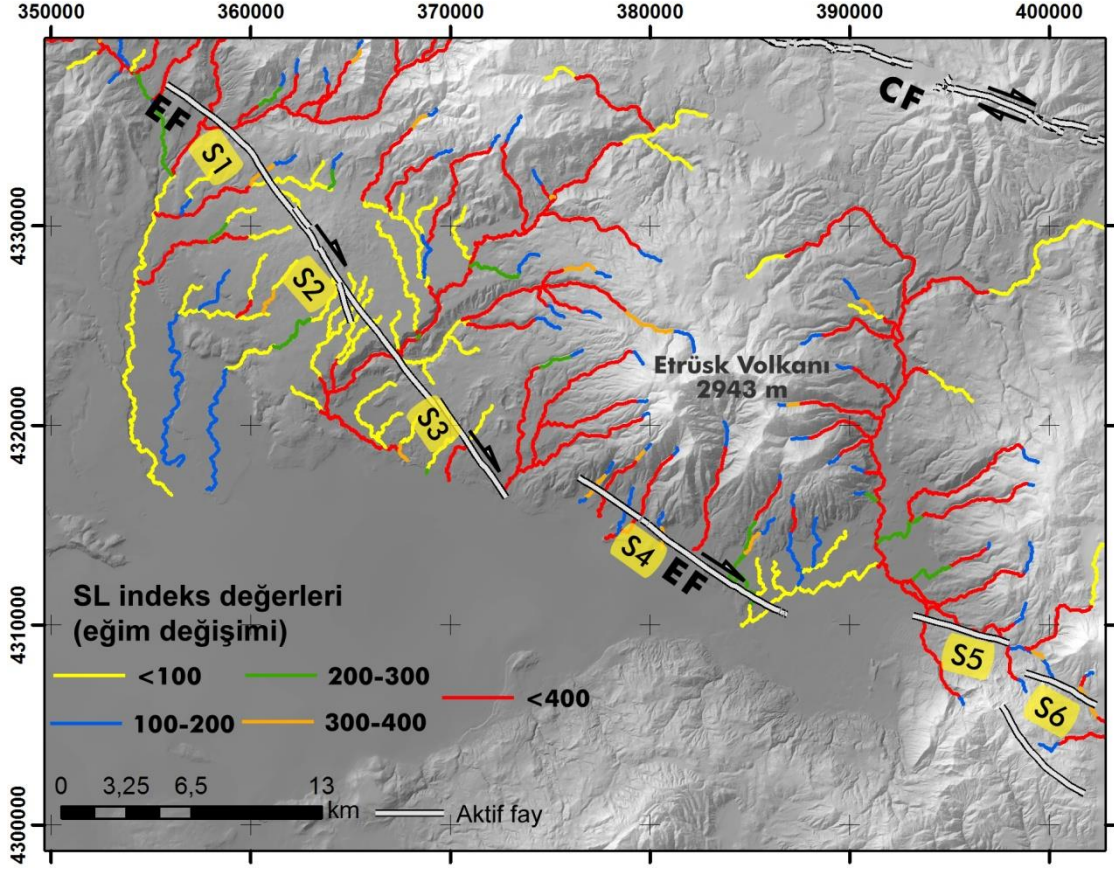


Şekil 6.18. Çalışma alanında yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri ve integral değerlerine bağlı olarak yapılan sınıflama.

6.5. Akarsu Uzunluğu-Gradyan İndeksi (SL)

Genel olarak akarsuyun aşındırma kuvvetini ortaya koymak maksadıyla uygulanan bir indekstir (Hack, 1973; Özdemir, 2007; Özşahin, 2010; Utlü ve ark., 2012; Karabulut ve ark., 2013; Utlü, 2014; Köle, 2016; Fural ve Poyraz, 2015).

Çalışma alanındaki SL indeks değerleri 5 ile 1020 arasında değişmektedir. Bu değerler: (i) $SL < 100$, (ii) $100 < SL < 200$, (iii) $200 < SL < 300$, (iv) $300 < SL < 400$, (v) $SL > 400$ olmak üzere beş sınıfa ayrılmıştır (Şekil 6.19). Çok düşük ve düşük değerli sınıflar (< 200) genel olarak S1 segmentinin güneydoğu kesiminde S2 segmentinde ve S3 segmentinin kuzeybatı kesimlerinde görülmektedir. Çalışma alanının kuzeybatısında yer alan S1, S2 ve S3 segmentlerinin güney kesimlerinde baskın olarak düşük ve orta değerlerin var olduğu görülmektedir (Şekil 6.19). S2 segmentinin orta kesimleri ve S3 segmentinin güneydoğu kesimlerinde yer alan akarsuların aşındırma kuvvetlerinin diğer kesimlerine göre daha yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 6.19).



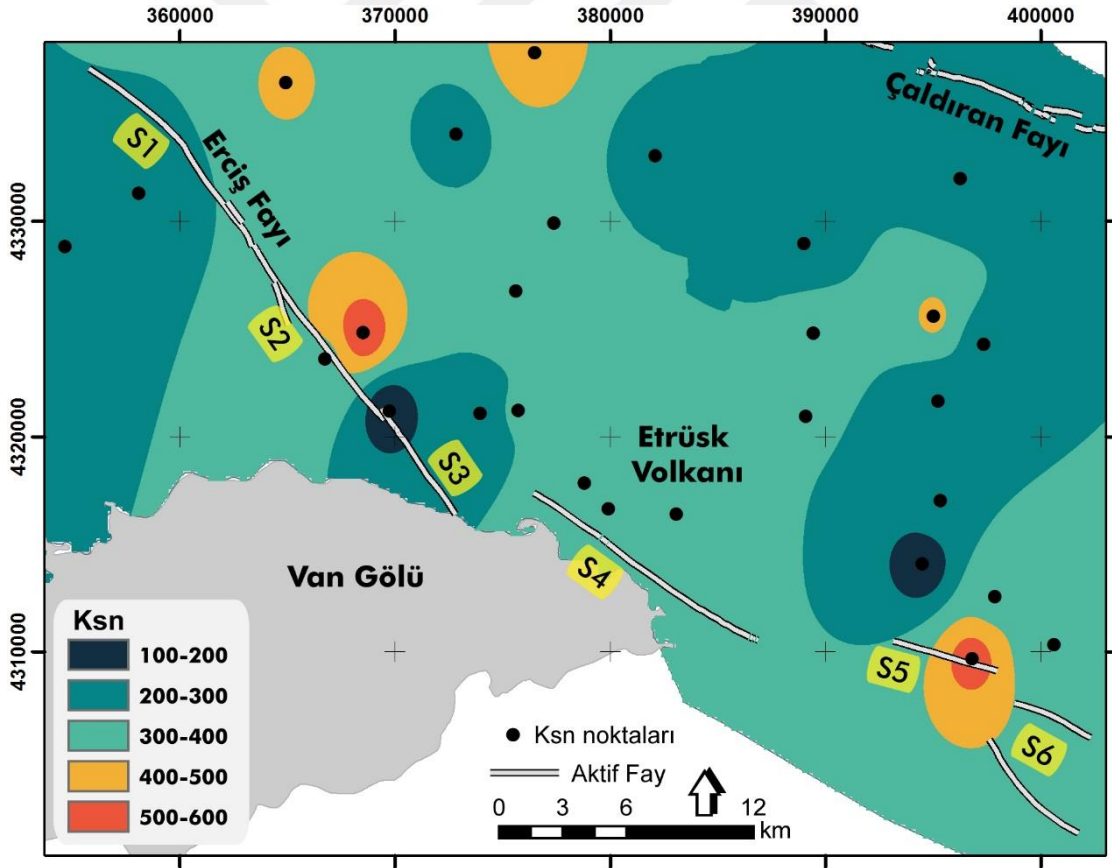
Şekil 6.19. Çalışma alanında yer alan akarsular boyunca SL indeks değerleri.

Çalışma alanı içerisinde en yüksek SL indeks değerleri sunan kesimler S4, S5 ve S6 segmentininde içinde bulunduğu çalışma alanının güneydoğu kesimleridir (Şekil 6.19). S4 segmenti aynı zamanda Etrüsk Volkanı'nın güney kenarını denetlenmektedir. Denetlediği kesimlerde SL indeks değerleri yüksekken, segmentin ova kesimlerindeki devamında SL değerleri düşüktür (Şekil 6.19).

Erciş Fayı'nın kuzey kesimlerinde yer alan alanda SL indeks değerleri genel olarak $SL > 300$ 'ten büyüktür. Bu alanın Çaldıran Fayı ile Erciş Fayı arasında oluşan deformasyon alanı olmasından dolayı bu bölgedeki akarsuların aşındırma kuvveti diğer alanlardan daha yüksektir (Şekil 6.19).

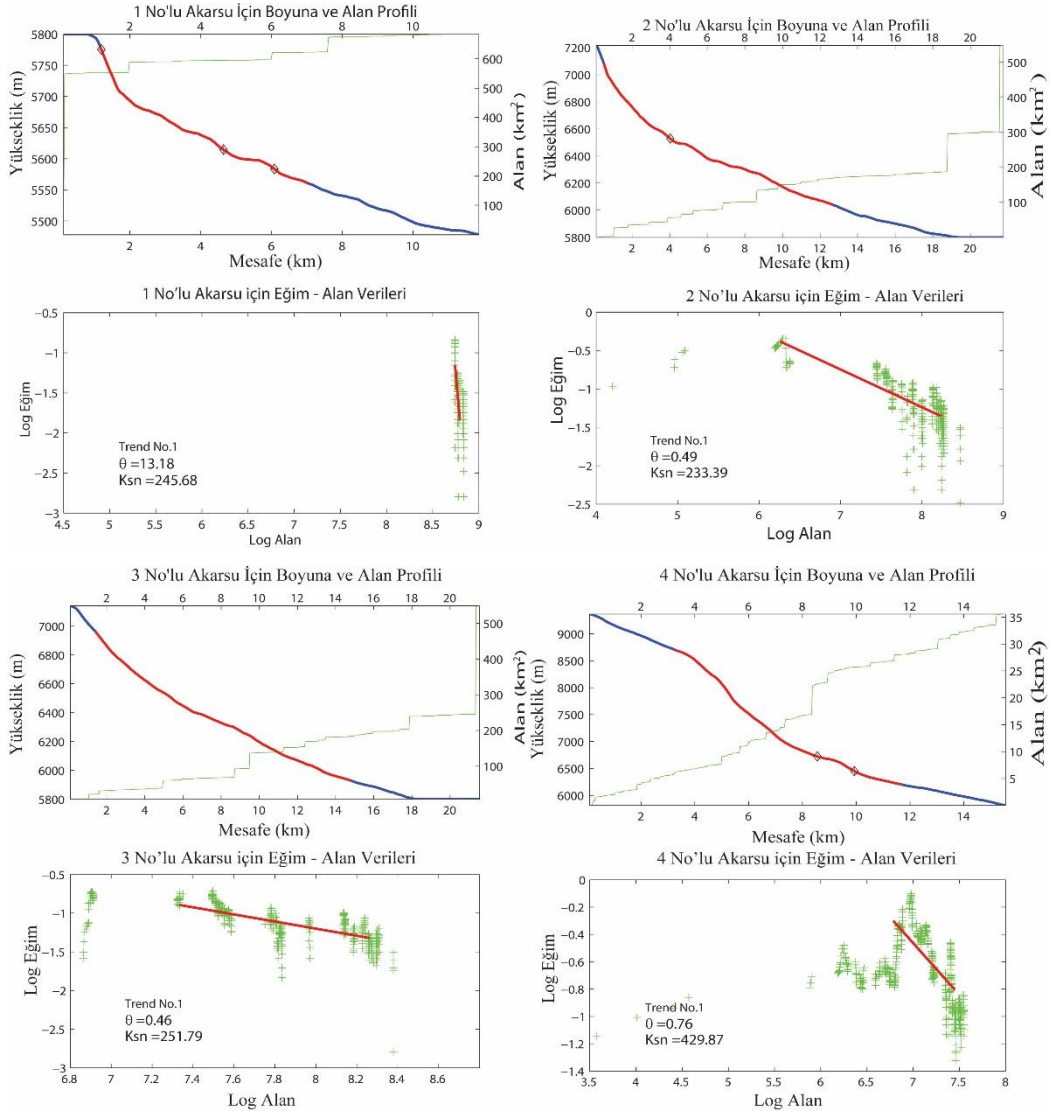
6.6. Normalleştirilmiş Kanal Diklik İndeksi (K_{sn})

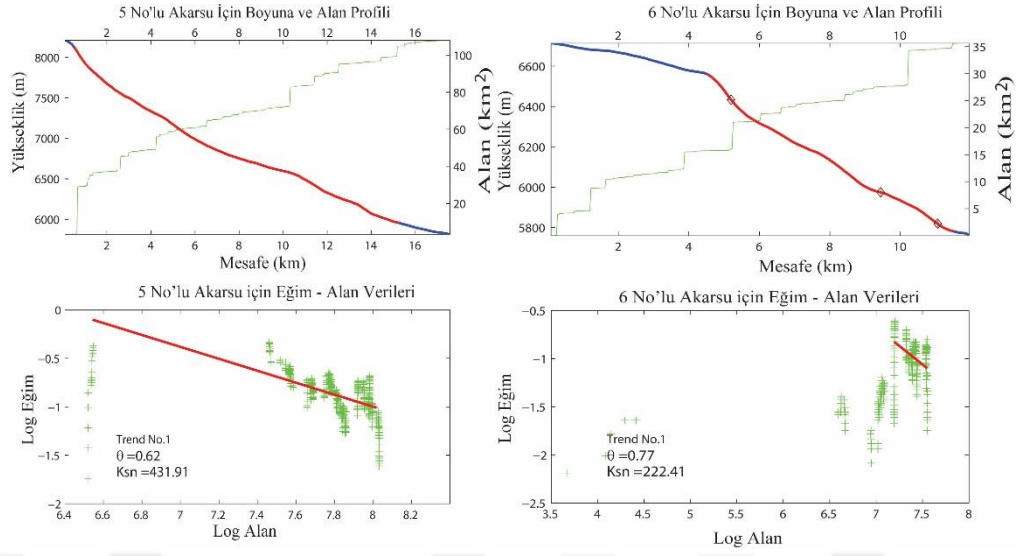
Bir nehrin dengede akış sağlarken birden kırılmaya uğramasını nedenlerini değerlendirmek için bir referans sistem olarak K_{sn} kanal dikliği indisi kullanılabilir (Ouimet ve ark., 2009; Whittaker, 2012). Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi farklı tektonik ortamlar arasındaki karşılaştırmayı kolaylaştırır (Safran ve ark., 2005; Wobus ve ark., 2006; Cyr ve ark., 2010). Normalleştirilmiş kanal dikliği indeksi (K_{sn}) değerlerinin yüksek olması tektonizmaya maruz kalmış alanları işaret ederken erozyon oranının yüksek olduğunu ve yüksek eğimlere sahip nehirlerin olduğunu belirtir (DiBiase ve ark., 2010; Kirby ve Whipple, 2012). Morfometrik analizinin bir parçası olarak, akarsu ölçeğinde farklı tektonik ortamları potansiyel olarak temsil eden ani kırıklar tanımlamak için 32 akarsu kanalında normalize edilmiş kanal dikliği (K_{sn}) hesaplanmıştır (Şekil 6.20).



Şekil 6.20. Çalışma alanının kanal diklik indeksinin güncel tektonizmaya karşı olan duyarlılık haritası.

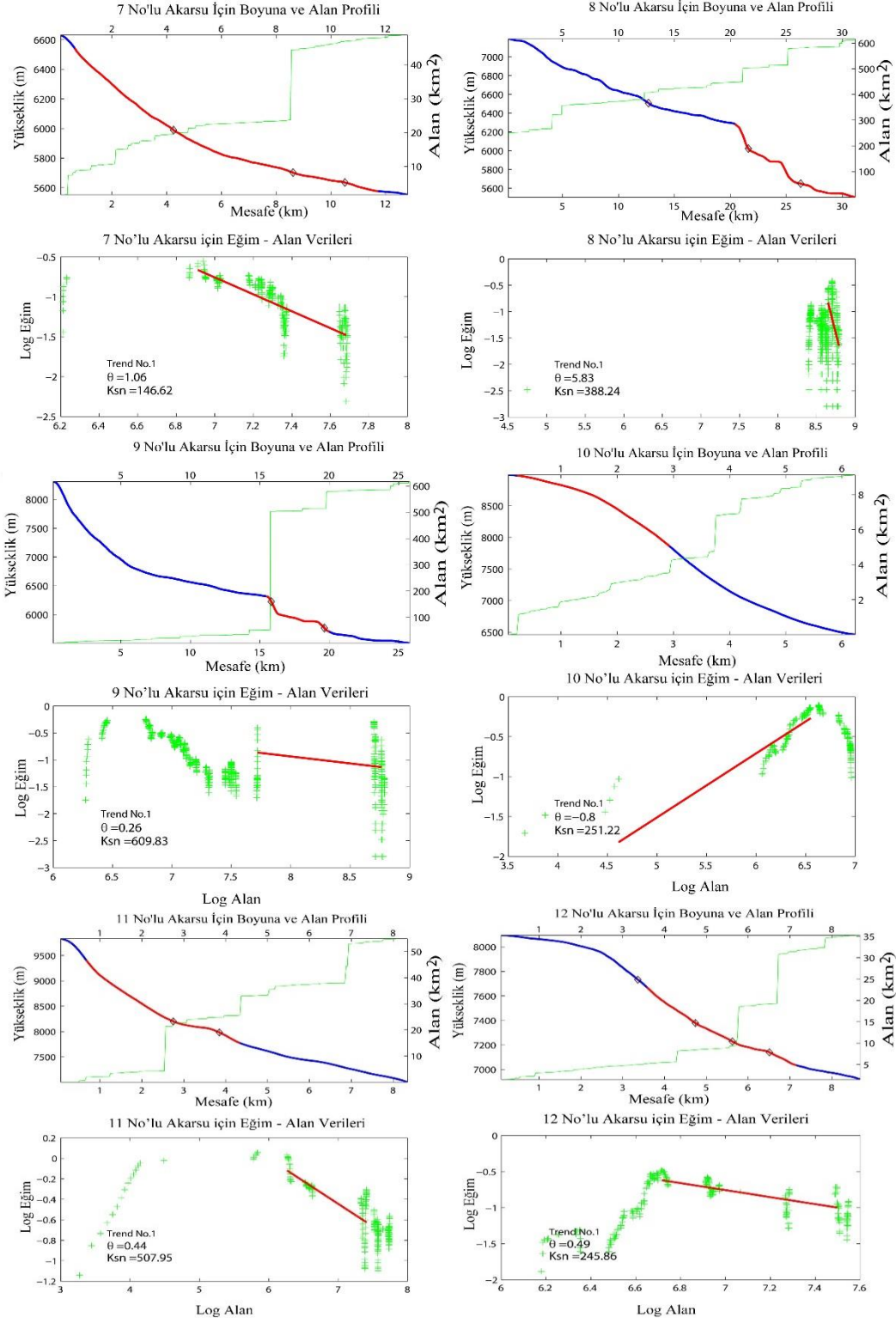
Erciř Fayı'nın kuzeybatı kolu boyunca S1 segmentinin denetlediđi Zilan Deresi'nin ana kol ve yan kollarında kanal diklik indeksi hesaplanmıřtır. Segmentin kuzeybatı kesimleri dűřük-orta K_{sn} deđerleri sunarken (200-300), bu deđerlerin gűneybatı ucuna dođru arttıđı (300-400) buna bađlı olarak erozyon oranının yűksek olduđu gűzlemlenmektedir (řekil 6.20). S1 segmentinin kontrol ettiđi Zilan Deresi'nin kuzey kesimlerinde K_{sn} deđerlerinin daha yűksek olduđu ve yűksek eđimlere sahip nehirlerin olduđu gűrűlmektedir (řekil 6.21).





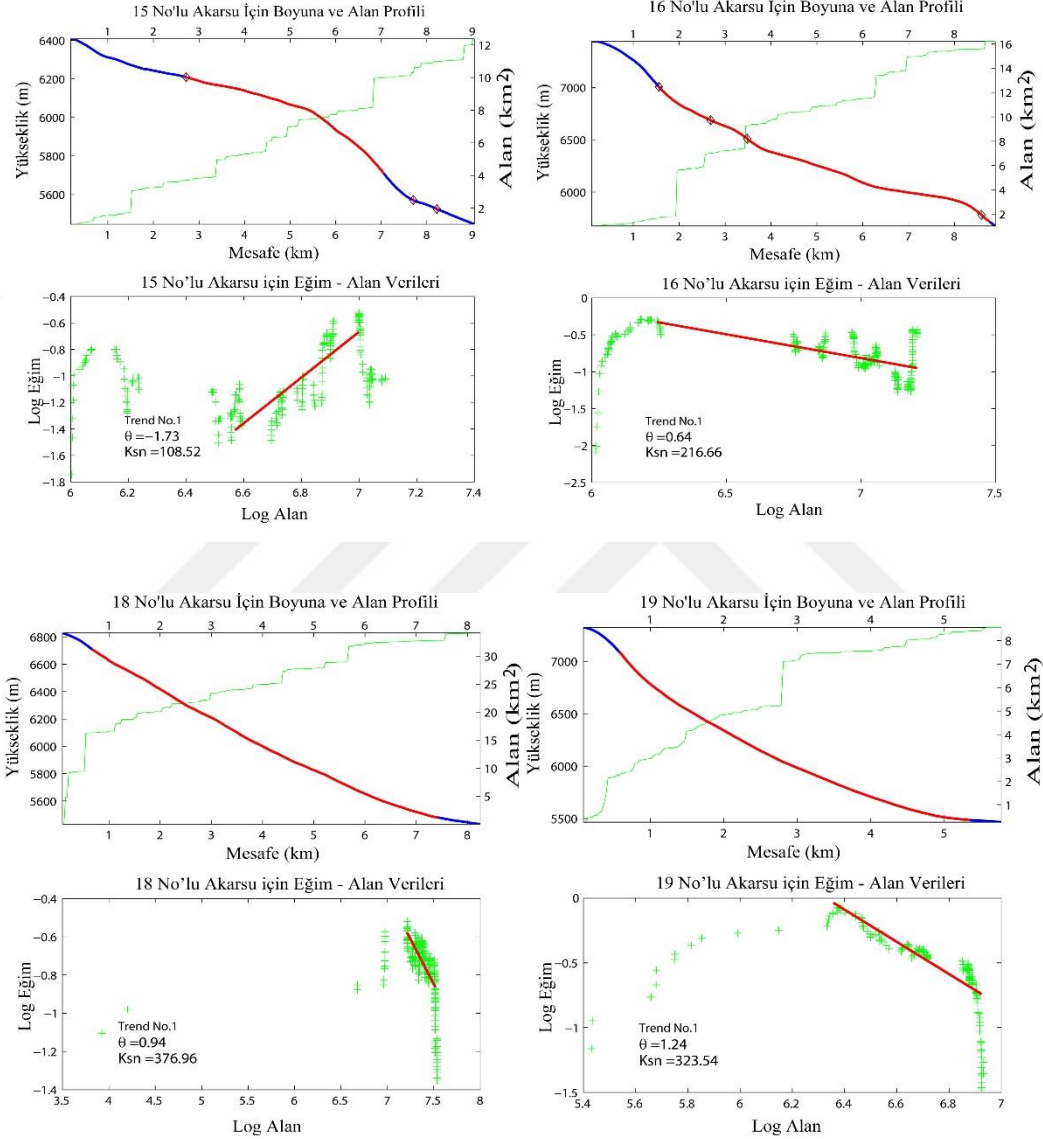
Şekil 6.21. S1 segmentinde hesaplanan K_{sn} noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.

Çalışma alanının orta kesimlerinde yer alan akarsu kanallarında hesaplanan K_{sn} indeksi değerleri sonucunda Erciş Fayı'nda en yüksek K_{sn} değerleri S2 segmentinin denetlediği bölgelerde gözlemlenmektedir (Şekil 6.20). Deliçay Deresi'nin kuzeyinde yer alan kollarında yüksek K_{sn} değerleri tektonizmanın varlığını işaret ederken, akış aşağı doğru gidildikçe orta ila düşük K_{sn} değerleri (100-350) düşük eğimli derelerin varlığını belirtmektedir (Şekil 6.22). S2 segmentinin yakınında yer alan Keklikova mahallesinin doğusundan geçen Deliçay Deresi'nin ana kolu üzerinde hesaplanan Yüksek K_{sn} değerleri (400-600) bölgenin şiddetli tektonizmaya maruz kaldığını belirtmektedir. Deliçay Deresi ana kol ve yan kollarında hesaplanan K_{sn} değerlerinin farklı olmaları derelerinin farklı birimler üzerinde ilerlemesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 6.22. S2 segmentinde hesaplanan K_{sn} noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.

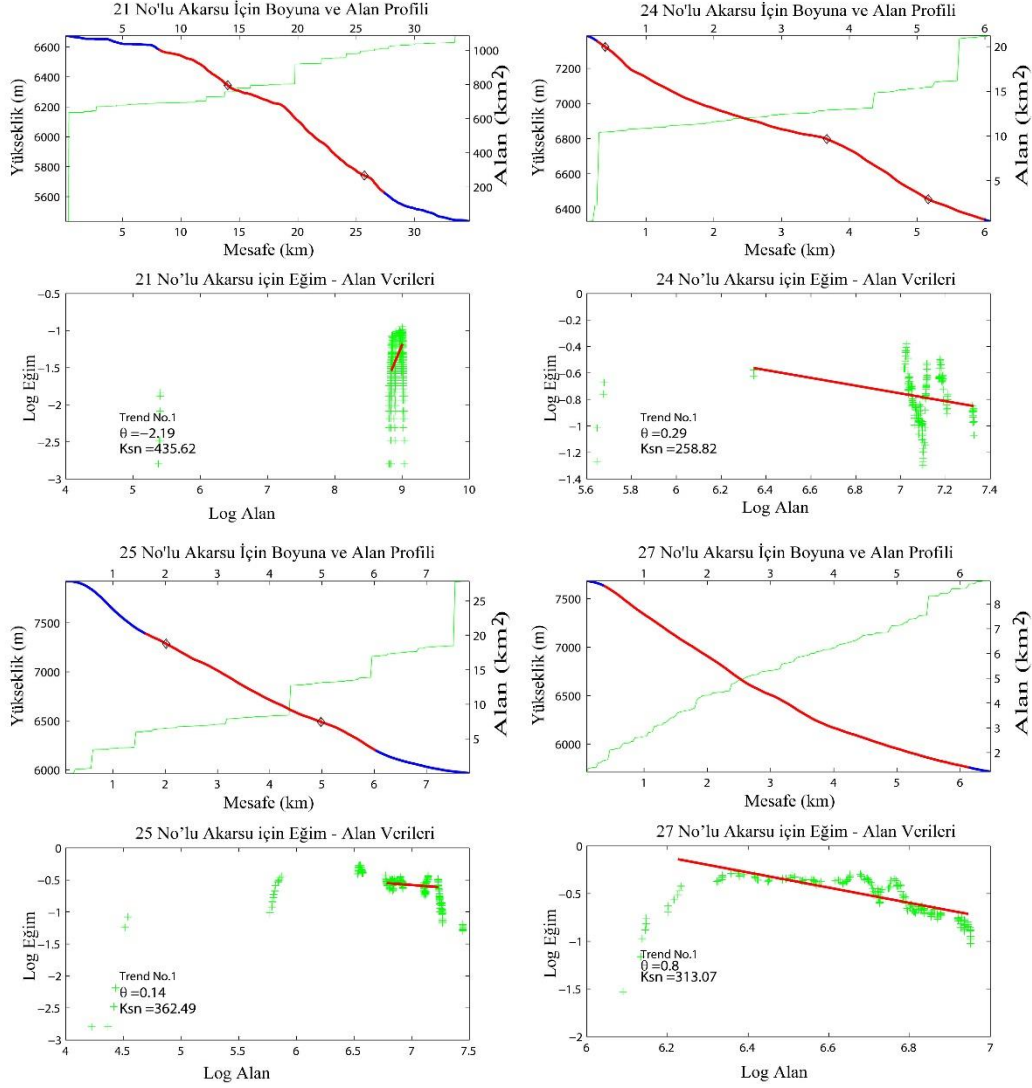
S2 ve S3 segmentlerinin birleşim noktalarında en düşük Ksn değerleri hesaplanmıştır (~100) (Şekil 6.23). Girekol Volkanı'nın Andezit birimini kesen S3 segmenti diğer segmentlere göre nispeten düşük bir eğim sunmaktadır (Şekil 6.20). Tektonizmaya az maruz kalmış ve erozyon oranları düşük dere kolları bulunmaktadır.



Şekil 6.23. S3 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.

Ünseli Köyü'nde başlayan ve Etrüsk Volkanı'nın güneyinin denetleyen S4 segmenti boyunca hesaplanan normalize edilmiş kanal diklik indeksi 300 ile 400 arasında değerler ile karakterize edilmektedir (Şekil 6.20). Hesaplanan değerler ile S4 segmentinin

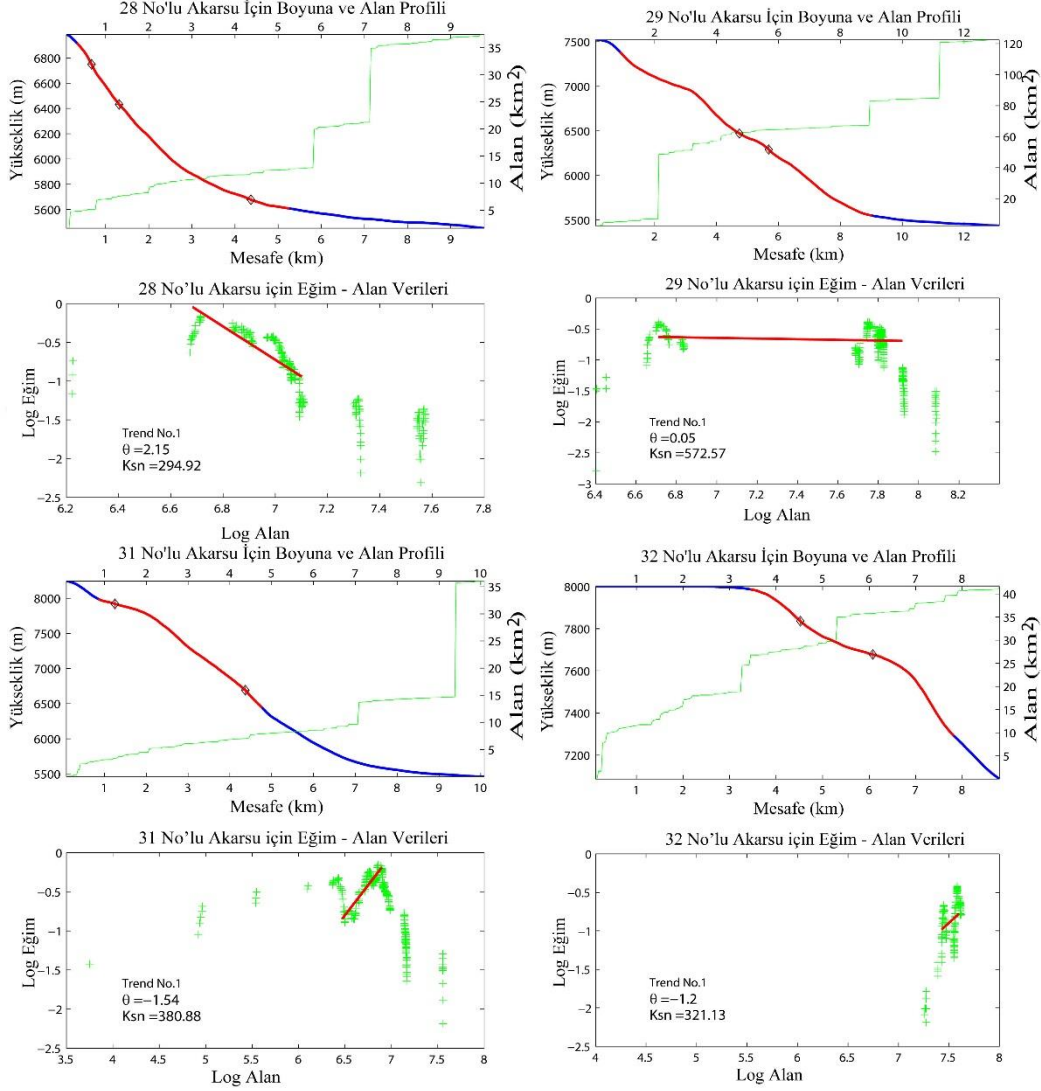
genel olarak orta derecede tektonizmaya maruz kaldığını göstermekte fakat kuzeye doğru gidildikçe eğim açısının azaldığını ve buna bağlı olarak erozyon oranının düştüğü görülmektedir (Şekil 6.24).



Şekil 6.24. S4 segmentinde hesaplanan Ksn noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.

Etrüsk Volkanı'nın ürünü olan bazaltları kesen S5 segmenti güneydoğuya doğru Kuvaterner alüvyon birimini kestiği noktada akıntı boyunca yükselen akarsu terasları ve şelaleleri ile yüksek Ksn değerleri ortaya koymaktadır (Şekil 6.20). Yüksek derecede tektonik deformasyon yaşayan bu bölgede, derelerin alüvyon birimleri kesmesi nedeniyle erozyon oranı yüksek çıkmaktadır. S5 segmentinin kuzeydoğusunda yer alan S6

segmentinin denetlediği havzaların orta K_{sn} değerleri göstermektedir (300-400) (Şekil 6.25).



Şekil 6.25. S5 ve S6 segmentinde hesaplanan K_{sn} noktalarının boyuna-alan profilleri ile eğim-alan verileri.

Erciş Fayı'nda yapılan normalize kanal diklik indeksi hesaplamalarında genel olarak 250 ile 420 arasında değişen orta K_{sn} değerleri verdiği görülmektedir. Çalışılan arazinin güney batı kesimlerinde düşük K_{sn} değerleri eğimin düştüğü ve erozyon oranının azaldığını ifade etmektedir. Yapılan K_{sn} analizi sonuçları değerlendirilirken S2 ve S5 segmentlerinin en çok tektonik deformasyona maruz kalmış bölgeleri işaret etmektedir. Bu segmentler de yer alan dere kollarının eğim ve erozyon oranının yüksek olmasının

sebebi derelerin farklı birimlerden geçmesinden ileri gelmektedir. Erciş Fayı'nda en düşük Ksn verileri S3 segmentinde görülmektedir (Şekil 6.20).





7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Van Gölü Havzası'nın da içinde yer aldığı Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP), Arap ve Avrasya Levhaları arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucu son okyanusal litosfer yitimi uğraması ile bölgenin yükselmesine ve kabuk kalınlaşmasına neden olmuştur (Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve ark., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve ark., 1987). K-G doğrultulu bir sıkışmalı rejim altında şekillenen Erciş Fayı, Van Gölü Havzası'nın kuzeyini kontrol eden aktif faylardan biri konumundadır. Erciş Fayı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak, bölgenin bugünkü topoğrafyasının oluşmasına neden olmuştur. Erciş Fayı, yaklaşık olarak 50 km uzunluğunda K30⁰-50⁰B arasında değişen doğrultulara sahip, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 5.3). Erciş Fayı doğrultuları K30⁰-50⁰B arasında değişen altı segmentten meydana gelmektedir (Şekil 5.3). S1 ve S2 segmentleri güneydoğu eğimli olup Erciş Fayı'nın kuzeybatı kenarını kontrol etmektedir. Erciş Fayı'nın orta kesimlerinde denetleyen güneydoğu eğimli S3 segmenti ile kuzeybatı eğimli havzalara sahip S4 segmentidir. Bu bölgede sıkışmalı bir tektonik rejim meydana getirmektedir. Havzanın güneydoğusunu denetleyen S5 güneydoğu eğimli, S6 segmenti ise kuzeybatı eğimlidirler. S4 ve S5 segmentleri arasında açılmalı bir tektonik rejim hüküm sürmektedir. Erciş Fayı boyunca basınç sırtları ve dere ötelenmeleri morfolojik olarak izlenmektedir. Doğrultu atımlı faylara özgü morfolojik yapılar çoğunlukla S1, S2, S3 segmentlerinde görülmektedir. Fay denetimli drenaj sistemi, faylara koşut dizilmiş ve deformasyon geçirmiş alüvyon yelpazeleri, fay taraçaları Erciş Fayı'nın morfotektonik olarak aktif olduğunu göstermektedir.

Fluviyal sistemlerdeki anomalileri ve bölgedeki tektonik yükselme ile erozyonal süreçlerden etkilenen vadi morfolojisini etkin bir şekilde göstermek amacıyla Dağönü eğriselliği (Smf), Vadi tabanı genişliğinin-Vadi yüksekliğine oranı (Vf), Asimetri faktörü (AF), Hipsometrik eğri ve integral (HE ve HI), Akarsu uzunluğu-gradyan indeksi (SL) ve Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi (Ksn) jeomorfik indisleri kullanılmıştır. Morfometrik analiz çalışmalarında vadi önü genişliği- vadi uzunluğu (Vf) ile dağ önü eğriselliği (Smf) arasındaki bir bağıntının olduğu belirtilmiştir (Rockwell ve ark., 1984; Silva ve ark., 2003) (Şekil 3.1). Hesaplanan değerlere bağlı olarak fayları oluşturan

segmentlerin birbirlerine göre göreceli aktiflik derecesinin ve bölgedeki yükselme oranı (uplift rate) hesaplanacağı belirtilmiştir (Şekil 3.1). Araştırmacılar, hesapladıkları Vf ve Smf değerleri sonucunda yükselme hızını 3 farklı sınıf altında belirtmektedir: Sınıf 1, tektonik olarak aktif dağ cephesi için >0.5 mm/yıl, Sınıf 2, orta dereceli dağ cephesi için $0.05-0.5$ mm/yıl, ve Sınıf 3, aktif olmayan dağ cephesi için <0.05 mm/yıl (Şekil 6.4.). Erciş Fayı'nda yer alan 6 segment için Smf ve Vf değerleri hesaplanmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda Smf ve Vf değerlerine bağlı olarak segmentlerin yükselme hızları ve aktiflik dereceleri ile ilgili analizler gerçekleştirilmiştir. Hesaplanan değerlere göre Erciş Fayı'nın kuzeybatısını kontrol eden S1 segmenti ile havzanın güneydoğusunu kontrol eden S5 ve S6 segmentlerinin yükselme hızları >0.5 mm/yıl'dan fazladır ve Sınıf I (aktif) içerisinde yer almaktadırlar (Şekil 6.4.). Erciş Fayı'nın orta kesimlerinde ise bu yükselme hızı 0.05 ve 0.5 mm/yıl arasında olup, bu alanı denetleyen segmentlerin Sınıf II (orta-aktif) içerisinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.4.). Bölgede bulunan Pliyosen yaşlı volkanik kayaların paleomanyetik verileri hesaplanmış ve Erciş Fayı'nın güney/güneybatısında bulunan bölgelerde saatin tersi yönünde rotasyon belirlenmiştir (Kayın ve İşseven, 2018). Bu rotasyondan dolayı S5 ve S6 segmentlerinin yer aldığı güneydoğu kesimlerinde ve kuzeybatı ucundaki S1 segmentinde daha fazla yükselme hızları görülürken, orta kısımlarda bu yükselme hızlarının düştüğü söylenebilir.

Erciş Fayı'nda yer alan 75 alt-havza için hesaplanan drenaj havzası asimetrisi ve asimetri faktörü, deformasyon alanının kuzeybatı kenarında yer alan alt-havzaların baskın az asimetrik-orta asimetrik olmasına karşın güneydoğusuna doğru gelindiğinde baskın asimetrik-orta simetrik oldukları görülmektedir (Şekil 6.11). Bu deformasyon alanı içerisinde yer alan havzaların çoğunlukla az simetrik havza özelliği taşımasının nedeninin bölgenin Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik çökeller ile farklı litolojik özelliklerinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Özellikle güneydoğu kesimlerde daha baskın olarak asimetrik havzaların yoğunluğu bu bölgedeki segmentlerin kısa ve bağımsız olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 6.11). Ayrıca bu kesimdeki litoloji farklılığından dolayı alt-havzaların orta kesimleri asimetrik özellik kazanmasına neden olmuş olabilir. Havzanın doğusunda yer alan alt-havzaların orta kesimleri asimetrik havza sınıfı içerisindeyken, güneydoğu ve kuzeydoğuya doğru bunların simetrik-az simetrik havza içerisinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 6.11). Erciş Fayı'nın kuzeybatı kesimini denetleyen S1

segmentinin kontrol ettiği alt-havzalar da batıya doğru eğimlenme gösterirken segmentin orta kesimlerinde yer alan alt-havzalar eğimlenme göstermemektedir. S1 segmentinin güneydoğu ucuna doğru gelindikçe havzalar güneydoğuya doğru eğimlidir (Şekil 6.12). Deliçay Deresi'nin alt havzalarını denetleyen S2 Segmentinde alt havzalar güneydoğuya doğru eğimlenme gösterirken segmentin kuzeyinde yer alan havzalar genel olarak eğimlenme göstermemektedir (Şekil 6.12). Erciş Fayı'nın orta kesimlerini yer alan S3 segmentine ait alt havzalar akış yönünde kuzey batıya doğru eğimlenmektedir. Etrüsk Volkanı'nın güneyini denetleyen S4 Segmentinde değerlendirilen alt-havzalarda eğimlenme yönleri farklılık göstermektedir (Şekil 6.12). Çalışma alanında güney doğuda yer alan S5 ve S6 segmentleri kuzey kuzeybatıya doğru eğimlenme göstermektedirler. Bu sonuçlar genel olarak bölgenin Erciş Fayı'na bağlı bir tektonizmadan etkilendiğini ifade etmektedir.

Erciş Fayı boyunca 76 alt havzanın hipsometrik eğrisi ve hipsometrik integrali hesaplanmıştır. HE ve HI değerleri göz önüne alındığında havzanın kuzeybatı kenarının oluşumunu tamamlamış yaşlı alt-havzalardan oluştuğu görülmektedir. S2 Segmentinin kestiği havzalar genç ve zayıf aşınmış havzaları oluştururken segmentin kuzeydoğusu ve güneybatısı oluşumunu tamamlamış havzalar ile karakterize edilmektedir. Zayıf aşınmış ve genç havzaları denetleyen S3 segmentinin kuzeyine doğru gidildikçe orta derecede kazınmış havzalar baskın olarak artmaktadır (Şekil 6.18). S4 segmentinde yer alan alt havzada yapılan çalışmalarda bölgede yer alan havzaların çok aşınmış ve orta derecede aşınmış havzalar olduğunu göstermektedir. Çalışma alanının güneydoğusunda yer alan S5 segmentinde alt havzalarında yapılan hipsometrik eğri ve integral hesaplamalar sonucunda bölgenin baskın şekilde orta derecede kazınmış havza olduğu görülmektedir (Şekil 6.18). S5 segmentinin güneyinde bulunan S6 segmenti çalışma alanının en genç ve aşınmanın en fazla olduğu havzalardan meydana geldiği görülmektedir (Şekil 6.18).

Çalışma alanındaki SL indeks değerleri 5 ile 1020 arasında değişmektedir. Bu değerler: (i) $SL < 100$, (ii) $100 < SL < 200$, (iii) $200 < SL < 300$, (iv) $300 < SL < 400$, (v) $SL > 400$ olmak üzere beş sınıfa ayrılmıştır (Şekil 6.19). Çok düşük ve düşük değerli sınıflar (< 200) genel olarak S1 segmentinin güneydoğu kesiminde S2 segmentinde ve S3 segmentinin kuzeybatı kesimlerinde görülmektedir. Çalışma alanının kuzeybatısında yer alan S1, S2 ve S3 segmentlerinin güney kesimlerinde baskın olarak düşük ve orta

değerlerin var olduğu görülmektedir (Şekil 6.19). S2 segmentinin orta kesimleri ve S3 segmentinin güneydoğu kesimlerinde yer alan akarsuların aşındırma kuvvetlerinin diğer kesimlerine göre daha yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 6.19). Bu değerlerin yüksek olmasının nedeni litolojiden kaynaklanmaktadır. Çalışma alanı içerisinde en yüksek SL indeks değerleri sunan kesimler S4, S5 ve S6 segmentinde içinde bulunduğu çalışma alanının güneydoğu kesimleridir (Şekil 6.19). S4 segmenti aynı zamanda Etrüsk Volkanı'nın güney kenarını denetlenmektedir. Denetlediği kesimlerde SL indeks değerleri Etrüsk Volkanı'nın bazaltlarından dolayı yüksekken, segmentin ova kesimlerindeki devamında SL değerleri düşüktür (Şekil 6.19).

Normalleştirilmiş kanal diklik indeksi farklı tektonik ortamlar arasındaki karşılaştırmayı kolaylaştırır (Safran ve ark., 2005; Wobus ve ark., 2006; Cyr ve ark., 2010). Morfometrik analizinin bir parçası olarak, akarsu ölçeğinde farklı tektonik ortamları potansiyel olarak temsil eden ani kırıkları tanımlamak için 32 akarsu kanalında normalize edilmiş kanal dikliği (Ksn) hesaplanmıştır (Şekil 6.20). Çalışma alanının güney batı kesimlerinde düşük Ksn değerleri eğimin düştüğü ve erozyon oranının azaldığını ifade etmektedir. Yapılan Ksn analizi sonuçları değerlendirilirken S2 ve S5 segmentlerinin en çok tektonik deformasyona maruz kalmış bölgeleri işaret etmektedir. Bu segmentler de yer alan dere kollarının eğim ve erozyon oranının yüksek olmasının sebebi derelerin farklı birimlerden geçmesinden ileri gelmektedir. Erciş Fayı'nda en düşük Ksn verileri S3 segmentinde görülmektedir.

Doğu Anadolu-İran Platosu'nun batı kısmını oluşturan Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bloğu içerisinde (DAST) yer alan Erciş Fayı'nda yapılan uzun süreli GPS ölçümler sonucunda 8 mm yr^{-1} uzun dönem kayma hızları belirlenmiştir (Copley ve Jackson, 2006). Erciş Fayı için verilen kayma hızının Çaldıran Fayı ile beraber hesaplanarak verildiği ve bu fay üzerinde toplam atım miktarının 11 km olduğu ifade edilmiştir (Copley ve Jackson, 2006). Ancak yapılan uzaktan algılama ve arazi çalışmalarında Erciş Fayı'nın kestiği Deliçay Deresi'nde yaklaşık olarak 1.2 km sağ yanal ötelenme gözlenmektedir (Şekil 5.11). Çalışma alanın yer aldığı bölgede yaygın olarak volkanik birimler yer almaktadır. Bu Etrüsk ve Girekol volkanlarının yer aldığı çalışma alanında bu volkanlara ait ürünler K/Ar ve Ar/Ar yaşlandırma yöntemleri ile yaşlandırılmıştır. Haydarbey Köyü'nün kuzeyinde yer alan Deliçay Deresi boyunca trakit

birimleri yüzelemektedir. Oyan ve ark. (2016)'da Etrüsk Volkanı'nın magmatik evrimine ilişkin yaptıkları çalışmada bu trakitlerin yaşının 3.95 ± 0.10 Ma olduğunu ifade etmişlerdir. Trakit birimi üzerinde meydana gelen 1.2 km'lik ötelenme için Erciş Fayı'nın uzun dönem kayma hızının 3.5 mm yr^{-1} olduğu görülmektedir (Şekil 5.11).

Erciş'te 1941 ve 1977 yıllarında 5 ve üzerinde iki deprem meydana gelmiştir. 1941 depreminde 192 kişinin hayatını kaybettiği ve 36 köyün ağır hasar aldığı belirtilmektedir (Eyidoğan ve ark., 1991; Pınar ve Lahn, 1952). Depremin kaynağının Erciş Fayı'nın Ulupamir ile Hacıkaş köyleri arasında yer alan S1 segmentinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Hem morfolojik olarak hem de sismolojik olarak aktif olan Erciş Fayı depreme kaynaklık etme olasılığı yüksek olan ana faylardan biri konumundadır. Çalışma alanı içerisinde yer alan sismitler, bölgesel sismik tehlike değerlendirmesinde önemli bir yer tutmakta ve bu yapıları oluşturan depremlerin olası tekrarlanma periyodu ve depremleri oluşturan fay hakkında fikir sahibi olunabilmektedir (Üner ve ark., 2019). Çalışma alanı içerisinde ki sismitler türlerine ayrılmış ve OSL tekniği ile yaşlandırılmıştır. Bu veriler değerlendirildiğinde Van Gölü Havzası kuzeyinin 125-250 yıllık aralıklarla ($M \geq 5$) depremlere sahne olduğu ve depremlerin de Erciş Fayı tarafından oluşturulduğu belirlenmiştir (Üner ve ark., 2019). Erciş Fayı'nın oluşturduğu deformasyon zonu içerisinde hesaplanan değerlere göre S2 ve S3 segmentlerinde bir gerilim birikmesi olduğu görülmektedir. Bu gerilim birikmesi sonucu depreme kaynaklık etme potansiyeli yüksek oldukları düşünülmektedir.

Sonuç olarak, sayısal yükseklik modeli (SYM) tarafından elde edilen bulgular ışığında; Erciş Fayı, K30⁰-50⁰B arasında değişen doğrultulara sahip, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır ve 6 segmentten oluşmaktadır. Van Gölü Havzası kuzeyi içerisinde gelişmiş morfolojik unsurların Erciş Fayı tarafından denetlendiği görülmektedir. Morfometrik analiz sonuçları, alanın son derece genç bir topoğrafyaya sahip olduğunu ve aktif olarak yükseldiğini göstermektedir. Bölgedeki yükselme hızının kuzeybatı ile güneydoğusunda arttığı ve yılda 0.5 mm'den fazla olduğu belirlenmiştir.



KAYNAKLAR

- Acarlar, M., ve Türkecan, A., 1986. *Başkale (Van) Batı ve Kuzeybatısının Jeolojisi*, MTA Raporları, No: 7913 (yayımlanmamış), Ankara.
- Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Erkal, T., Güner, E., Şen, A.Ş., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y. ve Uğuz, M.F., 1991. *Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi*, MTA Raporları, No: 9469 (yayımlanmamış), Ankara.
- AFAD, 2011. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı web sitesi, http://www.afad.gov.tr/haber/haber_detay.asp
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R., 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology* **128**, 1–14.
- Altiner, Y., Sohne, W., Guney, C., Perlt, J., Wang, R., Muzli, M., 2013. A geodetic study of the 23 October 2011 Van, Turkey earthquake, *Tectonophysics* **588**, 118-134.
- Ambraseys, N.N., 1988. Engineering Seismology, *Journal Earthq. Eng.&Struct. Dyn.*, **17**: 105.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, A.C., 1995. *The seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical review, 1500-1800*. M.S. Eren Beyoğlu, İstanbul. 240.
- Ambraseys, N.N., Ambraseys, N.N., Jackson, J. A., 1998. Doğu Akdeniz Bölgesindeki Tarihi Ve Son Depremlerle İlişkili Faylanma. *Jeofizik Dergisi Uluslar arası*, **133**: 390-406.
- Ambraseys, N.N., 2001. Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophysical Journal International*, **145** (2): 471-485.
- Ambraseys N.N. ve Finkel C., 2006. *Türkiye’de ve Komşu Bölgelerde Sismik Etkinlikler, Bir Tarihsel İnceleme (1500-1800)*, TÜBİTAK Akademik Dizi, 252.
- Arpat, E., Şaroğlu, F ve İz, H.B., 1977. 1976 Çaldıran Depremi. *Yeryuvarı ve İnsan*, **17**: 29-41.
- Ateş Ş., 2007. *Van İli Kentleşme Alanları Yer Bilim Verileri*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10961, Ankara.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of actian fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Andntura basin, southern California. *Bulletin of the Geological Society of America*, **114**: 745-753.
- Bahrami, S., 2013. *Tectonic Controls On The Morphometry Of Alluvial Fans Around Danekhoshk Anticline, Zagros, Iran*. *Geomorphology* **180-181**, 217-230.
- Bayraktar, A., Altunışık, A.C., Pehlivan, M. 2013. Performance and damages of reinforced concrete buildings during the October 23 and November 9, 2011 Van, Turkey, earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **53**: 49-72.
- Blumenthal, M.M., Van der Kaaden, G., Vlodavetz, V.I., 1964. *Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara fields. Part XVII Turkey and the Caucasus* 17. International Association of Volcanology, 1–23.
- Bozkurt, E., 2001, *Neotectonics of Turkey – a synthesis*, *Geodinamica. Acta* **14**, 3–30.

- Bull, W.B., 1977. *Tectonic geomorphology of the Mojaand 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.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley- Blackwell, USA. 328.
- 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 fur Geomorphologie*, **36**: 53-67.
- Cisternas, A., Philip, H., Bousquet, J. C., Cara, M., Deschamps, A., Dorbath, L., Tatevossian, R., 1989. The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: Field observations, seismology and tectonics. *Nature*, **339**(6227): 675-679.
- Copley, A., Jackson, J., 2006. *Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau*. *Tectonics* 25,1-19.
- Cyr, D.E. Granger A.J., V. Olivetti, P. Molin., 2010. Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: examples from northern and southern Italy *Lithosphere*, 2: 188-198
- 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.
- Dar, R.A., Romshoo, S.A., Chandra, R., Ahmad, I., 2014. Tectono-geomorphic study of the Karewa Basin of Kashmir Valley. *Journal of Asian Earth Sciences* 92, 143-156.
- Davis, W.M., 1892. The convex profile of badland divides. *Science* 20, 245.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S., Kurtman, F., 1984. *A Geological Study of Lake Van, Eastern Turkey*. *Geol. Rundsch.* 73, 701-734.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A., 2010. *Quantitative Analysis Of Relative Tectonic Activity In The Sarvestan Area, Central Zagros, Iran*. *Geomorphology*, 121, 329 - 341.
- Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique récente. *Nouveau précis de géomorphologie*, Vuibert, Paris, 259 pp.
- Demirtaşlı E. & Pisoni C. 1965. *The Geology Of Ahlat-Adilcevaz Area (North Of Lake Van)*, Bulletin of the Mineral Research and Exploration, Institute of Turkey, vol. 64
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D.Y., Selim, M., Turhan, N., 1984. Geology of the Bolkar Mountains, Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Eds. Tekeli and Göncüoğlu, 125-141, Ankara.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia - A young collision zone. *Geological Society Special Publication*, 1(36): 383.
- 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., K.X. Whipple, A.M. Heimsath, W.B., 2010. Ouimet Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA Earth Planet. Sci. Lett., 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.
- Doğan, B., Karakaş, A., 2013. Geometry of co-seismic surface ruptures and tectonic meaning of the 23 October 2011 M w 7.1 Van earthquake (East Anatolian Region, Turkey). *Journal of Structural Geology*, **46**: 99-114.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relatiand actiand tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, **96**: 150-173.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş. ve Elmacı, H., 2012. 1:250.000 ölçekli Türkiye diri fay haritaları serisi, Van (NJ38-5) Paftası, Seri No:52, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J., Natsu, K., Tokel, S., 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen- Kuvaterner volkaniklerine ilişkin yeni Jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. *M. T. A. Dergisi* **110**, 143- 164.
- Eren, Y., 2006. *Neotektonik Ders Notları*. Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü.
- Ergin, K., Güçlü, U., ve Uz, Z., 1967, *Türkiye ve Civarının Deprem Katalogu*, (MS.11-1964, İstanbul Teknik Üniversitesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, 24.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U., Değirmenci, E., 1991. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi yayını
- 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.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., Villegas, I., 2012. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology* **145-146**, 90-106.
- Giamboni, M., Wetzal, 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.
- Görgün, E., 2013. The 2011 October 23 M-W 7.2 Van-Ercis, Turkey, Earthquake And Its Aftershocks", *Geophysical Journal International*, 1052-1067.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Triana, G., 1994. *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Italy: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M. S., Doyuran, V., Başgöz, N., 1993. *A Seismic Zones Map of Turkey Derived from Recent Data (in Turkish)*, Middle East

- Technical University of The Eartquake Engineering Resarch in Center, Report No: 93- 01, Ankara.
- Gürbüz, A., & Güner, 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.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions 258-A, 80–97.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey* **1**, 421-429.
- Harkins, N.W., Anastasio, D.J., Pazzaglia, F.J., 2005. Tectonic geomorphology of the RedRock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developingrange front normal fault. *J. Struct. Geol.* **27**, 1925–1939.
- Horasan, G., Boztepe-Güney, A., 2006. Observation and analysis of low frequency crustal earthquakes in Lake Van and its vicinity, eastern Turkey. *Journal Seismology*, **11**: 1-13.
- Innocenti, F.,Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., Villari, L., 1976. *Evolution Of Volcanism In The Area Of Interaction Between The Arabian, Anatolian And Iranian Plates (Lake Van, Eastern Turkey)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **1**, 103–112
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in theMediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, **93**, 45-73.
- John, B., Rajendran, C., 2008. Geomorphic indicators of Neotectonism from the Precambrian terrain of Peninsular India: a study from the Bharathapuzha Basin, Kerala. *Journal of the Geological Society of India* **71**, 827-840.
- Karakhanian, A.S., 2004. Active faulting and human environment. *Tectonophysics*,**380**:287-294
- Karaman, E., 2006. *Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları*. Akdeniz Üniversitesi, Antalya.
- Karamanderesi, İ. H., Can, A. R., Coşkun, B., Güner, A., Çağlar, F., Polat, Z., Tarakçıoğlu, H., Yıldırım, T., 1984. *Zilan deresi (Van- Erciş) jeolojisi ve Jeotermal enerji olanakları*. M. T. A. Raporu, No: 7793 (yayımlanmamış) Ankara.
- Kayın S. , İşseven T., 2018, Vangölü Kuzeyindeki Pliyosen Volkaniklerinin Paleomanyetizması. *İstanbul yerbilimleri dergisi*. **C.29**, S.1, SS.11-29, Y 2018
- 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., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia. Turkey. *Geophys. Res. Lett.* **30** (24), 8046.
- Ketin, İ., 1977. Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **c. 20**, 79–85.

- Kirby, E., and K. X. Whipple, 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes, *Journal of Structural Geology*, **44**, 54-75.
- Koçyiğit, A., 1985a. Karayazı Fayı. *Yerbilimleri*, **28**: 67-72.
- Koçyiğit, A., 1985b. Muratbast-Balabantas (Horasan) arasında Çobandede Fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları. Cumhuriyet Üniv., Cumhuriyet Üniversitesi, *Mühendislik Fakültesi Dergisi*, **2**: 17-33.
- 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.
- Koçyiğit, A., 2013. New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **62**: 586-605.
- KOERI, 2011-2012. KOERI (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü). <http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/lst5.asp>
Erişim tarihi: 25.02.2020
- 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. Springer*, pp. 1031–1037.
- 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.
- Litt, T., S. Krastel, M. Sturm, R. Kipfer, S. Örcen, G. Heumann, S. O. Franz, U. B. Ülgen, and F. Niessen, 2009. 'paleovan', international continental scientific drilling program (icdp): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews* **28**:1555–1567.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 2015. Türkiye Sayısal Verileri
- Malik, J.N., Mohanty, C., 2007. Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences* **29**, 604-618.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., Veis G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Of Geophysical Research*, **105**:5695-5719
- Merritts, D., Vincent, K.R., 1989. Geomorphic Response of Coastal Streams to Low, Intermediate, And High Rates of Uplift, Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**, 1373–1388.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curand through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, **8**: 263-277.
- Okuldaş, C., Üner, S., 2013. Alaköy Fayı'nın Jeomorfolojik Özellikleri. **66. Türkiye Jeoloji Kurultayı**, Bildiri Özleri Kitabı, 1-5 Nisan 2013, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, 56-57.

- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Granger, D.E., 2009. Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology* **37**, 579–582.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Sharkov, E.V., 2016. Magmatic evolution of the early Pliocene Etrüsk stratovolcano, eastern Anatolian collision zone, Turkey. *Lithos* **256–257**, 88–108
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Sharkov, E.V., Ünal, E., 2017. Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism to the NE of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Journal of Petrology*, Volume **58**, Issue 9, 1, Pages 1701–1728.
- Özkaymak, Ç., Sağlam, A., Köse, O., 2003. *Van Gölü Doğusu Aktif Tektonik Özellikleri (Doğu Anadolu Türkiye)*. ATAG-7 (Aktif Tektonik Araştırma Grubu Yedinci Toplantısı) Makaleler Kitabı 1-3 Ekim 2003, s.54-60, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Van.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H., ve Çağlan, D., 2011. 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla Olan İlişkisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, **35**: (2) 175-199.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. 2012. Tectonic geomorphology of the Spildağı 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.
- Öztürk S, 2014. *Depremselliğin Fraktal Boyutu ve Beklenen Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Modelleme: Doğu Anadolu Bölgesi, Türkiye 13*
- Özvan, A., Akaya, İ., Tapan, M., Şengül, M. A., 2005. Van Yerleşkesinin Deprem Tehlikesi ve Olası Depremin Sonuçları. *Deprem Sempozyumu, Kocaeli*.
- Özvan, A., Akaya, İ., Tapan, M., Şengül, M. A., 2010. Van Gölü Havzası Neojen Çökellerinin Jeoteknik Özelliklerine Bir Bakış: Erciş Yerleşkesi. *Ç.Ü. Yerbilimleri Dergisi (Geosound)*, **52**: 297-310.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* **105**, 218-231.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., 2009a. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curands and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers and Geosciences*, **35**: 1214-1223.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J., 2009b. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **114**.
- 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.
- Pınar, N., Lahn, E. 1952. *Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu*. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınlarından 6, 36, 1952.

- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. *Geomorphic assessment of active tectonics in the acambay graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317
- Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., 2008. Fold evolution and drainage development in the Zagros Mountains of Fars province, SE Iran. *Basin research* 20, 23-48.
- Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., Cisternas, A. 1993. Active tectonics in the lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics*, 12(5), 1089-1114, doi:10.1029/93TC00514.
- 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: Solid Earth*, 111.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Andntura, California. *Tectonic Geomorphology*, 183-207.
- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X., Caffee, M., 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Process and Landforms* 30, 1007-1024.
- Sağlam Selçuk, A., Düzgün, M., 2012. Başkale Fay Zonu'nun Tektonik Jeomorfolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 155:33-47
- 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.
- Savcı, G., 1980. Doğu Anadolu Volkanizmasının Neotektonik Önemi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 5: 3- 4.
- Sezer, L. İ., 2008. Karlıova (Bingöl) Yöresinin Depremselliği. *Ege Coğrafya Dergisi*, 17/1-2.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. Tecdem: A MATLAB Based Toolbox For Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing And Stream Profile Analysis. *Comput. Geosci.* 37, 250-260.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50: 203-225.
- Small, R.J., 1978. *The study of landforms*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.-1900 A.D.). *TÜBİTAK raporu*, No: TBAG-341.
- Stockhecke M., Kwiecien O., Vigliotti L., Anselmetti FS., Beer J., Çağatay MN., Channell JET., Kipfer R., Lachner J., Litt T., Pickarski N., Sturm M., 2014. Chronostratigraphy of the 600.000 year old continental record of Lake Van (Turkey). *Quat Sci Rev* 104:8-17
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117-1142.
- Sung, Q-C., Chen, Y-C., 2004. Self-affinity dimensions of topography and its implications in morphotectonics: an example from Taiwan. *Geomorphology* 62, 181-198.

- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler: Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri, **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, **24**: 39-50.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması, **Ankara, Ketin Sempozyumu**, 149-162.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim and havza modelleri. **Maden Tektik ve Arama Dergisi**, **107**: 73-94.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. **MTA. Report No**: 5216.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. **Tectonophysics**, **55**: 361-376.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esaslar. **Türkiye Jeoloji Kurumu**, Ankara, 40.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. **Tectonophysics**, **75**: (3-4), 181-190,193-199,203-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: T.R. Biddle and Christie-Blick (Editors), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. **Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., Spec. Publ.**, **37**: 227-264.
- Şengör, A.M.C., Özeren M.S., Keskin, M., Sakınç, 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**:1-48
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C. ve Yörük, A. 2008. The Earthquakes Catalogues for Turkey. **Turkish Journal of Earth Science**, **17**: 405-418.
- Temme, A., 2010. T-vector manual. URL: https://www.wageningenur.nl/upload_mm/9/a/7/8d09a9b3-ee98-4b84-b88e-b91ea81fd98f_T_vector_manual.pdf
- Toudeshki, V.H., Arian, M., 2011. Morphotectonic analysis in the Ghezeli Ozan river basin, NW Iran. **Journal of Geography and Geology** **3**, p 258.
- Troiani, F., Della Seta, M., 2008. The Use Of The Stream Length-Gradient Index In Morphotectonic Analysis Of Small Catchments: A Case Study From Central Italy. **Geomorphology** **102**, 159–168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.020>
- Trifonov, V.G., Vostrikov, G.A., Trifonov, R.V., Karakhanian, A.S., Soboleva, O.V., 1998. Recent Geodynamic Characteristic in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian Collision Region by Active Fault Data. **Tectonophysics**, **308**: 119-131.
- TUBİTAK, 2011. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Marmara Araştırma Merkezi. <https://www.tubitak.gov.tr/> Erişim tarihi:25.09.2019
- USGS, 2011. Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Dairesi. <https://www.usgs.gov/> USGS: United States Geological Survey. Erişim tarihi:01.10.2019
- Üner, S., Özsayın, E., Sağlam, A.S., 2019. Seismites as an indicator for determination of earthquake recurrence interval: A case study from Erciş Fault (Eastern Anatolia-Turkey). **Tectonophysics** **766** (2019) 167–178.
- Vandana, M., 2013. Landform evolution of Kabani River Basin, Wayanad district, Kerala. **Transactions of the Institute of Indian Geographers** **35**, 89-101.

- Whipple, K. X., and G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J Geophys Res-Sol Ea*, **104**(B8), 17661-17674.
- 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.
- Whittaker A.C., 2010. How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, **4** (2012), pp. 160-164
- Wobus, C., K. X. Whipple, E. Kirby, N. Snyder, J. Johnson, K. Spyropolou, B. Crosby, and D. Sheehan, 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls, *Geological Society of America Special Papers*, **398**, 55-74.
- Wong, H. K., ve Degens, E. T., 1978. The Bathymetry of Lake Van Eastern Turkey The Geology of Lake Van. (*M. T. A. Yayınları*, No: 169.
- Yeşilova, Ç., 2004. *Van Gölü Kuzeyinde Yüzeyleyen Adilcevaz Kireçtaşlarının Mikrofasiyesleri*. Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Van, Yüksek Mühendislik Tezi, 79.
- Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, **630**: 183–192.
- Yılmaz, Y., 1971. *Etüde pétrographique et géochronologique de la région de Casa* (Partie Meridionale du Masif de Bitlis, Turquie, These de doct 3 cycle). Univ. Sci.Med. Greonable, 230.
- Yılmaz, O., 1975. Casas Bölgesi (Bitlis Masifi) kayaçlarının petrografik ve stratigrafik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **18**,(1):33-40.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık, H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik bir Makaslama Zonu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **24**: 37- 44
- 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**: 69-87.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and Their Significance in the Geological Evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, **12**(5): 1280-1297.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998. Geology of the Quaternary Volcanic Centres of the East Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**: 173-210.



ÖZ GEÇMİŞ

19.02.1984 tarihinde Van-Erciş'de doğdu. İlk orta ve lise öğretimini Antalya'da tamamladı. 2003 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde lisans eğitime başladı. Bölümden 2010 yılında mezun oldu. 2017 yılında Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans öğrenimine başladı.



T.C
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
LİSANSÜSTÜ TEZ ORJİNALLİK RAPORU

Tarih:27/05/2020

Tez Başlığı / Konusu:

Erciş Fayı'nın Van Gölü Havzası'nın Tektonik Evrimine Etkisinin Morfometrik İndislerle Belirlenmesi

Yukarıda başlığı/konusu belirlenen tez çalışmamın Kapak sayfası, Giriş, Ana bölümler ve Sonuç bölümlerinden oluşan toplam 54 sayfalık kısmına ilişkin, 27/05/2020 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından Turnitin intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtreleme uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezim benzerlik oranı % 12 (oniki) dir.

Uygulanan filtreler aşağıda verilmiştir:

- Kabul ve onay sayfası hariç,
- Teşekkür hariç,
- İçindekiler hariç,
- Simge ve kısaltmalar hariç,
- Gereç ve yöntemler hariç,
- Kaynakça hariç,
- Alıntılar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Limit inatch size to 7 words)

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 intihali içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabulettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

Tarih ve İmza

27/05/2020

Adı Soyadı: Ahmet Özkan KUL

Öğrenci No:169101190

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği ABD

Programı:

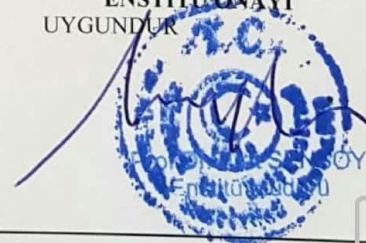
Statüsü: Y.Lisans Doktora

DANIŞMAN ONAYI
UYGUNDUR

Doc. Dr. Azad SAGLAM SELGUK

(Unvan, Ad Soyad, İmza) (Unvan, Ad Soyad, İmza)

ENSTİTÜ ONAYI
UYGUNDUR



CS CamScanner ile tarandı