



T.C.

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN
ALGILAMA YÖNTEMLERİ KULLANILARAK
CİLO (BUZUL) DAĞLARI'NDA AKTİF BUZUL
VE BUZUL ŞEKİLLERİNİN
DEĞERLENDİRİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hazırlayan

Mehmet VAROL

Tez Danışmanı

Yrd. Doç. Dr. Reşat GEÇEN

HATAY-2017



T.C.

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANABİLİM DALI

**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN
ALGILAMA YÖNTEMLERİ KULLANILARAK
CİLO(BUZUL) DAĞLARI'NDA AKTİF BUZUL
VE BUZUL ŞEKİLLERİNİN
DEĞERLENDİRİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hazırlayan

Mehmet VAROL

Tez Danışmanı

Yrd. Doç. Dr. Reşat GEÇEN

HATAY-2017

ONAY

Mehmet VAROL tarafından hazırlanan “**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMLERİ KULLANILARAK CİLO(BUZUL) DAĞLARI’NDA AKTİF BUZUL VE BUZUL ŞEKİLLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ**” adlı bu çalışma jüri tarafından lisansüstü öğretim yönetmeliğinin ilgili maddelerine göre değerlendirilip oybirliği / oyçokluğu ile **COĞRAFYA ANA BİLİM DALINDA YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

../ .. /20..

Jüri Üyeleri	İmza
Unvan Ad-SOYAD (Tez Danışmanı - Başkan)	
Unvan Ad-SOYAD (Üye)	
Unvan Ad-SOYAD (Üye)	

Mehmet VAROL Tarafından Hazırlanan “**Coğrafi Bilgi Sistemleri Ve Uzaktan Algılama Yöntemleri Kullanılarak Cilo(Buzul) Dağları’nda Aktif Buzul ve Buzul Şekilleri Değerlendirilmesi**” adlı tez çalışmasının yukarıda imzaları bulunana jüri üyelerince kabul edildiğini onaylarım.

[Enstitü müdürünün unvanı adı ve soyadı yazılacak]

Enstitü Müdürü

TÜRKİYE CUMHURİYETİ

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Bu belge ile, bu tezde yer alan bilgilerin tamamının akademik kurallara ve etik ilkelerine uygun olarak toplanıp sunulduğunu beyan ederim. Söz konusu kural ve ilkelerin gereği olarak tezde yararlandığım eserlerin tamamına uygun bir şekilde atıfta bulunarak kaynak gösterdiğimi ayrıca beyan ederim. (.././20..)

İmza

Mehmet VAROL

**COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİ VE UZAKTAN ALGILAMA
YÖNTEMLERİ KULLANILARAK CİLO (BUZUL) DAĞLARI'NDA AKTİF
BUZUL VE BUZUL ŞEKİLLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ**

Mehmet VAROL

Coğrafya Anbilim Dalı, Yüksek Lisan Tezi, 2017

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Reşat Geçen

ÖZET

Küresel iklim değişikliği günümüzde dünyayı tehdit eden ve birçok çalışmaya konu olan önemli bir doğa olayı haline gelmiştir. Küresel ısınmanın boyutları farklı yöntemler ile tespit edilmeye çalışılmaktadır. Aktif buzul alanları iklim değişikliklerine çok hassas olduğundan küresel ısınmanın boyutunu ortaya koymak için incelenmesi gereken önemli alanlardan biridir.

Türkiye 36-42 derece kuzey paralelleri arasında yer aldığı için son buzul çağında yaşanan buzullaşmadan ekilenmiş ve bu döneme ait izler taşımaktadır. Bu alanda çalışan araştırmacılar, Türkiye'nin güncel buzullarını ve buzullaşmanın bulunduğu bölgeleri başlıca 3 grup altında toplamışlardır: Toros Dağları, Doğu Karadeniz Dağları, Volkanlar ve Anadolu'nun diğer bağımsız dağları. Toros Dağları grubunda yer alan 4135 m. yüksekliğe sahip Cilo Dağı, üzerinde aktif buzulu ve birçok buzul şeklini barındıran önemli buzullaşma alanlarından birini oluşturmaktadır.

Bu çalışmada Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) yöntemleri kullanılarak Cilo Dağları'ndaki aktif buzul ve buzul şekilleri incelenmektedir. Aktif buzul, 1937 yılında Bobek tarafından tespit edilmiş, 1952 yılında Erinç tarafından incelenmiştir. 1970'li yıllardan günümüze kadar yaklaşık onar yıllık aralıklarda çekilmiş uydu görüntüleri ile tespit edilerek geçen 80 yıllık periyotta meydana gelen değişim irdelenmektedir. Buzul şekillerinden ise Buzul Vadileri, Sirkler ve Buzul Gölleri tespit edilmiş ve değerlendirilmiştir.

Çalışma sonucunda 80 yıllık (1937-2016) zaman diliminde Gelyaşın (İzbırak) Buzulu'nda % 72, Mia Hvara Buzulları'nda % 73, Suppa Durek (Erinç) Buzulu'nda ise % 75 oranında kütle kaybı yaşanmıştır. Çalışma alanı genelinde ise buzulların $\frac{3}{4}$ 'ü eriyerek ortadan kalktığı görülmektedir. Sahada 2 tane ana buzul vadisi 3 tane tali buzul vadisi, 41 adet sirk ve 19 adet buzul gölü tespit edilmiştir. Çalışma alanı litolojik birim olarak kireçtaşıdan oluştuğundan buzul şekilleri iyi korunamamış ve bozulduğu görülmüştür.

Anahtar Kelimeler

Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS), Uzaktan Algılama (UA), Buzullaşma, Aktif Buzul, Buzul şekilleri, Cilo Dağları, Buzul Jeomorfolojisi

INVESTIGATION OF ACTIVE GLACIER AND GLACIAL SHAPES ON CILO (BUZUL) MOUNTAINS BY USING GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS AND REMOTE SENSING TECHNIQUES

ABSTRACT

Global climate change which threatens the world and subject to many studies recently, has become a major natural events. The dimension of global warming is attempted to be determined by different methods. Active glacial area is one of the major subject in order to determine the dimension of global warming because of its sensitive to climate changes.

Because Turkey is located between 36 and 42 degree north parallels, it has influenced by glaciation of last glacial era and it has many evidences of this period. Active glaciers and glaciated area of Turkey have been grouped into three main groups by researchers that studied on this subject: Taurus Mountains, Eastern Black Sea Mountains, volcanoes and other independent mountains of Anatolia. Cilo Mountain (4135 m.) which is located on Taurus Mountains chain is an important area of glaciated region having active glaciers and many glacial landscapes.

In this study, the active glaciers on Cilo Mountain are investigated by using Remote Sensing (RS) and Geographic Information Systems (GIS). Active glacier was determined by Bobek in 1937, and it was investigated by Erinç in 1952. Its changes between 1970s and present are evaluated by using satellite images taken about ten years apiece. Therefore the changes through 80 years are evaluated. In addition Glacial Valleys, Cirques and Glacial Lakes located on study area have been detected and evaluated.

The conclusion of study shows that through 80 years Gelyaşın (İzbırak), Mia Hvara, and Suppa Durek (Erinç) Glaciers have receded as % 72, % 73, and % 75 respectively. Totally in study area $\frac{3}{4}$ of glaciers have been melted and disappeared. Trough study area 2 main glacial valleys, 3 secondary glacial valleys, 41 cirques and 19 glacial lakes have been detected. Because the study area consists of limestone the glacial landscapes couldn't heve been protected and they have been destroyed.

Keywords

Geographic Information Systems (GIS), Remote Sensing (RS), Glaciation, Active Glacier, Cilo Mountains, Glacial Geomorfology

ÖNSÖZ

“Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama Yöntemleri Kullanılarak Cilo(Buzul) Dağları’nda Aktif Buzul ve Buzul Şekillerinin Değerlendirilmesi” başlıklı yüksek lisans tezi 2015-2017 yılları arasında yapılmış bir çalışmadır.

Yapılan çalışma altı ana bölümden oluşmaktadır. Birinci bölümde çalışma sahasının konumu ve genel coğrafi özelliklerine, çalışmanın amaç ve kapsamı, meteryal ve yöntemi ve daha önce yapılan çalışmalara değenilmiştir. İkinci bölümde çalışmanın kavramsal çerçevesine; uzaktan algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri kavramlarına. Üçüncü bölümde çalışma alanıolan Cilo Dağları’nın genel fiziki coğrafya özelliklerinden; jeoloji, tektonizma, Jeomorfoloji, Hidroğrafya, İklim, Bitki Örtüsü ve Genel Beşeri Coğrafya özellikleri hakkında bilgi verilmektedir. Dördüncü bölümde Cilo Dağları’ndaki aktif buzullar ve değişimi (1937-2016) tespit edilip haritalanmıştır. Beşinci bölümde Cilo Dağları’ndaki buzul şekilleri Coğrafi Bilgi Sistemleri yöntemleriyle tespit edilmiştir. Son olarak sonuç ve önerilerde sonuçlar değerlendirilip öneriler sunulmuştur.

Türkiye’nin en önemli ve en aktif buzul sahalarından biri olan Cilo Dağları’ndaki aktif buzulların ve buzul şekillerinin araştırılmasıyla ilgili beni teşvik eden, çalışmada kullanılan yöntemlerde her zaman bana öncü olan ve bu çalışmada baştan sona yanımda olan danışmanım değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Reşat Geçen’e çok teşekkür ederim.

Eğitim hayatım boyunca maddi ve manevi yanımda olan ve her zaman beni teşvik eden aileme teşekkürü bir borç bilirim.

Son olarak 15745 nolu projeye katkılarından Mustafa Kemal Üniversitesi Bilimsel Araştırma Kordinasyon Birimi’ne de teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	II
ABSTRACT	III
ÖNSÖZ.....	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	VII
TABLolar LİSTESİ.....	IX
GRAFİK VE FOTOLAR LİSTESİ.....	X

BİRİNCİ BÖLÜM

1. GİRİŞ	1
1.1.Çalışma Sahasının Konumu ve Genel Coğrafi Özellikleri	1
1.2. Amaç ve Kapsam	2
1.3.Materyal ve Metod	3
1.3.1. Materyal.....	3
1.3.2. Metod	4
1.4. Önceki Çalışmalar	5
1.4.1. Çalışma Sahası İle İlgili Çalışmalar	5
1.4.2. Çalışma Konusu İle İlgili Çalışmalar	11

İKİNCİ BÖLÜM

2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE.....	15
2.1. Uzaktan Algılama	15
2.1.1. Elektromanyetik Spektrum (EMS)	16
2.1.2. Uydu Sistemleri	18
2.1.3. Sayısal Görüntü Özellikleri.....	20
2.1.4. Sayısal Görüntü İşleme	22
2.2. Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)	25
2.2.1. CBS'de Veri Yapısı.....	26

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. CİLO (BUZUL) DAĞLARI	28
3.1. Jeolojik ve Tektonik Özellikleri	28
3.2. Jeomorfolojik Özellikleri	31

3.3. Hidrografik Özellikleri	34
3.4. İklim Özellikleri.....	37
3.5. Bitki Örtüsü	42
3.6. Beşeri ve İktisadi Özellikler.....	43

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. CİLO DAĞLARI'NDA AKTİF BUZULLAR.....	45
4.1. Türkiye'nin Aktif Buzul Bölgeleri	45
4.2. Cilo Dağları'ndaki Aktif Buzulların Tespiti	45
4.2.1. False Color	48
4.2.2. Band Oranlama	48
4.2.3. Bant Aritmetiği	49
4.3. Cilo Dağları'nın Aktif Buzulları ve Değişimi.....	51
4.3.1. Gelyaşin(İzbrak) Buzulu	54
4.3.2. Mia Hvara Buzulları.....	56
4.3.3. Erinç (Suppa Durek) Buzulu	59
4.3.4. Diğer Buzullar	62

BEŞİNCİ BÖLÜM

5. CİLO DAĞLARI'NDA BUZUL ŞEKİLLERİ.....	65
5.1. Buzul Vadileri (Tekne Vadiler)	65
5.1.1. Buzul Vadilerinin Tespiti	66
5.2. Sirkler	78
5.2.1. Sirklerin Tespiti	79
5.2.2. Sirklerin Özellikleri	79
5.3. Buzul Gölleri	82
5.3.1 Göllerin Tespiti ve Değerlendirilmesi	82

ALTINCI BÖLÜM

6. SONUÇ VE ÖNERİLER.....	84
6.1. Sonuç	84
6.2. Öneriler	89
KAYNAKÇA	91

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1: Cilo Dağları Lokasyon Haritası.....	2
Şekil 2: Maunsel (1901) Tarafından Çizilen Cilo Dağları ve Çevresini Gösteren Harita.....	6
Şekil 3: Elektromanyetik Yayım (İşlem 2002).....	13
Şekil 4: Elektromanyetik Spektrum(Birimler Mikrometre Olarak Verilmiştir) (Nik Sistem 2005).....	18
Şekil 5: Cilo Dağları ve Çevresininjjeoloji ve Tektonizma Haritası.....	28
Şekil 6: Cilo Dağları ve Çevrsinin Fiziki Haritası.....	33
Şekil 7: Cilo Dağları ve Çevresinin Hidroğrafya Haritası.....	35
Şekil 8 : Türkiye’de Aktif Buzulların Dağılışı (Sarıkaya, 2011).....	45
Şekil 9: Bobek’in 1940 Yılı Çizdiği Cilo Dağları Aktif Buzulları Haritası (Tansu 2016’dan).....	46
Şekil 10: Erinç 1953 Yılı Çalışmasındaki Cilo Dağları Aktif Buzulları.....	46
Şekil 11: Kar ve Buzul İçin Faklı Spektral Değerlerinde Yansıma Grafiği(König Vd. 2001).....	48
Şekil 12: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları Aktif Buzulları ve Değişimi.....	53
Şekil 13: Gelyaşın (İzbırak) Buzulu.....	55
Şekil 14: Batı, Orta ve Doğu Mia Hvara Buzulları.....	56
Şekil 15: Suppa Durek (Erinç) ve Avaspi (Mia Hvara) Buzulları 1937 ve 1948 yılları arasındaki fark. (Erinç, 1952a’dan).....	56
Şekil 16: Erinç Buzulu	61
Şekil 17: Diğer Buzullar.....	64
Şekil 18: Bir Vadinin Boyuna Profili (Flint’dan). Asıl Profil Kesik Çizgiyle İfade Edilmiştir. R – Eşik ve Sürgüler (Dirençli Kısımlar). B – Fazla Oyulan Kısımlara Rastlayan Çatlaklar (Zayıf Direnç Sahaları) (Erinç, 2010).....	66
Şekil 19: Buzul Vadisinin Enine Profili (Erinç 2010).....	66
Şekil 20: Cilo Dağları Buzul Vadileri ve Vadilerin Tespiti.....	67
Şekil 21: Vadilerin Asimetrik Değerlerinin Hesaplanması Şeması.....	68
Şekill 22: Avaspi Buzul Vadisi.....	69
Şekill 23: Avaspi Buzul Vadisi Boyuna Profili.....	70
Şekil 24: Avaspi Buzul Vadisi Enine Profilleri.....	71

Şekil 25: Avaspi Buzul Vadisi Tali Kolları.....	72
Şekil 26: Çiçek Vadisi Enine ve Boyuna Profilleri.....	73
Şekil 27: Bala Vadisi Boyuna ve Enine Profilleri.....	74
Şekil 28: Serpil Buzul Vadisi.....	75
Şekil 29: Serpil Buzul Vadisi Boyuna Profili.....	75
Şekil 30: Serpil Buzul Vadisi Enine Profilleri.....	76
Şekil 31: Kadife Çayırı Vadisi.....	78
Şekil 32: Kadife Çayırı Vadisi Enine ve Boyuna Profilleri.....	78
Şekil 33: Sirklerin Dağılışı.....	79
Şeki 34: Buzul Gölleri ve Dağılışı.....	83



TABLolar LİSTESİ

Tablo 1: Çalışmada Kullanılan Uydu Görüntüleri ve Çekim Tarihleri.....	4
Tablo 2: Elektromanyetik Dalga Boyları ve Uygulama Alanları(Arı ve Kaya 2014, Aronoff 2005, Turoğlu 2008 Ve Cambell Ve Wynne 2011'den Faydalanılarak Hazırlanmıştır).....	17
Tablo 3: Landsat Uydularının Özellikleri.....	19
Tablo 4: Landsat Uydularına Ait Sensör Özellikleri, Spektral Bant Aralıkları ve Çözünürlük Özellikleri.....	19
Tablo 5: Hakkari İli ve Türkiye 1970-2015yılları Arası Ortalama Sıcaklık Değerleri Karşılaştırılması.....	39
Tablo 6: Hakkari İli 1970-2015 Yılları Arası Yıllık Toplam Yağış Miktarları.....	39
Tablo 7: Hakkari ili aylık iklim değerleri (Alaeddinoğlu, 2010).....	40
Tablo 8: Çalışmada Kullanılan Uydu Görüntüleri ve Çekim Tarihleri.....	47
Tablo 9: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları toplam Buzul Alanı ve Değişimi.....	53
Tablo 10: Gelyaşın (İzbırak) Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	55
Tablo 11: Batı Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Değişimi.....	57
Tablo 12: Orta Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Değişimi.....	58
Tablo 13: Doğu Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	59
Tablo 14: Erinç Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	62
Tablo 15: Diğer Buzullar 1975-2016 Yılları Arası Değişimi.....	63
Tablo 16: Avaspi Buzul Vadisi Asimetrliliği Gösterir Değerler.....	71
Tablo 17: Serpil Buzul Vadisi Asimetrliliği değerleri.....	77
Tablo 18: Ana Buzul Gölleri ve Özellikleri.....	84
Tablo 19: Aktif Buzulların 1937-2016 Yılları Arası Alalnsal Değişimi.....	86

GRAFİK VE FOTOLAR LİSTESİ

Grafik 1: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları Toplam Buzul Alanı ve Değişimi.....	53
Grafik 2: Gelyaşın (İzbırak) Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	55
Grafik 3: Batı Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	57
Grafik 4: Orta Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	58
Grafik 5: Doğu Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	59
Grafik 6: Erinç Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi.....	62
Grafik 7: Diğer Buzullar 1975-2016 Yılları Arası Değişimi.....	63
Grafik 8: Sirklerin Alanlarına Göre Dağılışı Grafiği.....	80
Grafik 9: Sirklerin Maksimum Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği.....	80
Grafik 10: Sirklerin Minimum Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği.....	81
Grafik 11: Sirklerin Ortalama Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği.....	81
Grafik 12: Sirklerin Maksimum-Minimum Farkına Göre Dağılışı Grafiği.....	82
Foto 1: Maunsel (1901) Tarafından Çekilen Erinç Buzulu'nu Gösteren Fotoğraf....	6
Foto 2: Dağlıca (Oramar) Köyünden Cilo Dağları Foto: Hans Bobek(Kaynak Tansu 2016).....	52

BİRİNCİ BÖLÜM

1. GİRİŞ

1.1.Çalışma Sahasının Konumu ve Genel Coğrafi Özellikleri

Çalışma Sahasını teşkil eden ana jeomorfolojik birim olan Cilo Dağları adını, 1. Dünya Savaşı yıllarına kadar bu bölgede yaşamış olan Nasturi kabilelerinden biri olan Cilo Kabilesinden almıştır (Erinç, 1953).

Çalışma alanı Güneydoğu Toroslari silsilesi içerisinde yer alan 3 buzullaşma (Cilo Dağları, İkiyaka Dağları, Kavuşşahap Dağları) alanından en önemlisi olan Cilo (Buzul) Dağları sınırını kapsayan sahadan oluşmaktadır..

Cilo (Buzul) Dağları (Hakkari Dağları olarak da bilinir), 4135 metrelik yükseltisiyle Türkiye'nin en yüksek ikinci zirvesidir. Türkiye ile Irak sınırının kuzeyinde yer alan Cilo Dağları Coğrafi Koordinat Sisteminde; 37° 40' 15" - 37° 22' 14"Kuzey Enlemleri ile 43° 41' 36" - 44° 19' 19" Doğu Boyamları arasında yer almaktadır. Universal Transverse Mercator (UTM) Koordinat Sisteminde ise 38S Gridi'nde yer alıp, Doğu 382363 – 437033 (metre) değerleri ile Kuzey 4128843 – 4174418 (metre) değerleri arasında kalmaktadır. Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesi, Hakkari Bölümü, Hakkari ili sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1).

Cilo Dağlar'ı birçok yüksek zirveye sahip olmakla birlikte en önemli zirveleri Reşko (Uludoruk) 4135 m. ve Erinç (Suppa Doruk) 4050 m. ön plana çıkmaktadır. Bunlar aynı zamanda buzullaşmanın yaşandığı en önemli alanlardır.

Çalışma sahası Cilo Dağları kütesinden oluşmaktadır. Dağın sınırı batıda Büyük Zap Suyu Vadisi, doğuda ise Avarobaraşın Vadisi olmak üzere iki vadinin talveg çizgisinden geçer. Büyük Zap Suyu Vadisi Cilo Dağları ile Karadağı, Avarobaraşın ise Cilo Dağları ile Sat (İkiyaka) Dağları'nın sınırını çizer. Kuzey ve güney sınırı ise çevresindeki dağlarla birleştiği noktalardan ayrılmıştır. Saha belirlenirken, dağlık kütlede meydana gelen buzullaşmaların oluşturduğu yer şekillerinin alt sınırı ve buzullaşma yönleri dikkate alınmıştır. Bu yönlerden de buzulların etkilerinin ulaşabileceği en alçak seviyeler göz önüne alınarak bir sınır oluşturulmuştur.

Şekil 1: Cilo Dağları Lokasyon Haritası



Litolojik olarak büyük ölçüde Paleozoik ve Mesozoik metamorfik ve volkanik kayalar (Wright, 1962) ile birlikte kıvrımlanmış mesozoik karasal sedimanter birimlerden (Altınlı, 1966) oluşan Cilo Dağları'nın içinde bulunduğu Toros Silsilesi üzerinde buzullaşma öncesi, arası ve sonrasına ait yoğun buzullaşma izleri görülmektedir. Bu izlerin bölgede Pleistosen (büyük çoğunluğu) dönemi buzullaşması süreci ve günümüzde devam eden buzullaşmaya aittir (Erinç, 1953).

1.2. Amaç ve Kapsam

Bu çalışmanın temel amacı Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama yöntemleri kullanılarak Cilo (Buzul) Dağları'nda yer alan aktif buzullar ve buzul şekilleri değerlendirilmesidir. Türkiye'nin buzul şekilleri ve aktif buzullaşma yönünden en zengin alanlarından biri olan Cilo Dağları'nın araştırmalarının eksik olması bu çalışmanın yapılmasını dayanak sağlayan en temellere dandır.

Bir diğere amaç ise küresel iklim değışikliği dolayısıyla iklimde meydana gelen değışim ve bu değışimin tespit edilebilmesinde en somut kaynaklardan biri olan buzullarda meydana gelen değışimi tespit etmek. Küresel ısınma sebebiyle araştırmacıların iklim değışmeleri konusuna olan ilgileri son yıllarda giderek artmaktadır. Küresel ısınmanın sonuçlarını ortaya koymak için en güvenilir

araçlardan biri olan buzulların incelenmesi genellikle ulaşılması güç yerlerde olduğundan, buzulları ve çekilmelerini incelemek kolay değildir. Buna karşın son yıllarda farklı disiplinler arasında kullanılması giderek artan Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama teknikleri buzul araştırmalarına farklı bir boyut katmıştır. Çekilen uydu görüntüleri ve hava fotoğrafları üzerinden yapılan analizler sonucunda verimli sonuçlar elde edilebilmektedir.

Ayrıca küresel ısınma sebebiyle doğal ortamdaki en önemli değişikliklerden birini ise buzulların bütçesindeki değişim oluşturmaktadır. Dolayısıyla buzulların bütçesinde belli periyotlarda (10 yıllık aralıklarla) meydana gelen zamansal değişimin tespiti ve değerlendirilmesi çalışmanın önemini ve amacını daha da arttırmaktadır.

1.3. Materyal ve Metod

1.3.1. Materyal

Buzul çalışmalarında meydana gelen değişimin ortaya konulmasında kullanılan en önemli materyallerden biri uydu görüntüleridir. Bu görüntülerin en önemli özelliklerinden biri belli zamansal aralıklarla çekilmiş olması gerekir. Bu açıdan en önemli arşivlerden birine sahip olan Landsat uydusuna ait çalışma alanının 1975-2016 yılları arasında çekilmiş 80 ve 30 metre çözünürlüğe sahip görüntüler en önemli kaynağı oluşturmaktadır. Landsat uydu görüntüleri Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırma Kurulu'nun (USGS) web sitesinden (<http://earthexplorer.usgs.gov>) elde edilmiştir.

Buzul çalışmalarında kullanılan görüntülerin amaca yönelik olarak kullanılabilmesi için bir takım özelliklere sahip olması gerekir. Bunlar (Yavaşlı, 2009) ;

- Görüntünün kar erimesinin son ve ilk karın yağmadığı dönemde çekilmiş olması
- Kar örtüsünün buzul örtüsünü ve sınırını kaplamamış olması
- Buzul örtüsünün olmamasıdır.

Çalışma sahasının Kuzey yarım kürede bulunmasından dolayı bu özellikleri taşıyan uydu görüntüleri yılın yaz sonu ve sonbaharın başı mevsimlerindeki görüntüler en sağlıklı sonuçları verir. Bu bağlamda yılın üç ayını (Temmuz, Ağustos

ve Eylül) kapsayacak şekilde arşiv taranmıştır. Çalışmada kullanılan görüntüler tablo 1’de verilmektedir.

Tablo 1: Çalışmada Kullanılan Uydu Görüntüleri ve Çekim Tarihleri.

Platform-Sensör	Path-Row	Çekilme Tarihi
Landsat 2-MSS	182-034	22.09.1975
Landsat 5-TM	169-034	09.09.1986
Landsat 5-TM	160-034	25.08.1998
Landsat 5-TM	169-034	16.09.2006
Landsat 8-OLI	169-034	11.09.2016

Uydu görüntüleri seçilirken 1972’den günümüze kadar olan zaman diliminde 10’ar yıllık periyodlar ile seçilmeye çalışılmıştır ancak görüntülerin alındığı arşivde bazı yıllara ait görüntülerin olmadığı ya da çalışma amacına hizmet eden aylarda olmadığı, bazı görüntülerin ise bozuk olduğu görülmüştür. Dolayısıyla tam 10 yıllık periyodlar şeklinde olmasa da en yakın tarihlere ait görüntüler elde edilip kullanılmıştır.

Çalışmanın kullanılan diğer materyaller şu şekilde sıralanabilir;

- Harita Genel Komutanlığından temin edilen 10 adet 1/25000 ölçekli Topoğrafya Paftaları (M51c2, M51c3, M51c4, M52d1, M52d3, M52d4, N51b1, N51b2, N52a1 ve N52a1),
- MTA’ya ait 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası,
- Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Hakkâri istasyonuna ait 1970-2015 iklim verileri,
- Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) verilerinin analiz edilmesi ve değerlendirilmesi için paket programlar (ArcGIS, Erdas Image, MapInfo, Global Mapper, vb.) kullanılmıştır.

1.3.2. Metod

Bu çalışmada izlenen metodlar üç başlık altında toplanabilir; 1) Uzaktan Algılama kapsamında kullanılan teknikler, 2) Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) kapsamında kullanılan teknikler ve 3) verilerin değerlendirmesi aşamasında

uygulanan metodlar. Uzaktan Algılama kapsamında farklı görüntü işleme teknikleri, CBS kapsamında birçok analiz yöntemi ve verilerin değerlendirilmesinde ise görselleştirmeye yönelik harita ve grafiklerin oluşturulmasında çeşitli yöntemler kullanılmıştır. Birçok farklı teknik ve yöntem kullanıldığı ve konunun bütünlüğü ve daha iyi anlaşılması için bunlar ilgili bölümlerin başında detaylı anlatılmıştır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışmaya başlarken çalışma konusu ve çalışma alanı ile ilgili yapılan ulusal ve uluslararası yayınlar literatürden taranmış ve önemli bazı çalışmalara aşağıda yer verilmektedir. Gerek konu gerekse alan ile alakalı yurtiçi çalışma sayısı yetersiz olduğu görülmektedir. Özellikle CBS ve UA teknikleri kullanılarak yapılan çalışmaların sınırlı olduğu tespit edilmiştir.

Daha önce yapılan çalışmalar iki alt başlık: “Çalışma Sahası İle İlgili Çalışmalar” ve “Çalışma Konusu İle İlgili Çalışmalar” olarak verilmektedir.

1.4.1. Çalışma Sahası İle İlgili Çalışmalar

Çalışma alanını kapsayan ve Türkiye’deki buzullara değinilen çalışmalara aşağıda yer verilmiştir.

Ainsworth (1842), “Travels and researches in Asia Minor, Mesopotamia, Chaldea, and Armenia” adlı çalışmasında, Türkiye ve Ortadoğu’da yaptığı seyahatleri anlatan yazar Güneydoğu Toroslardaki buzullaşmadan bahsetmiş ve Cilo Dağları Buzullarına değinmiştir.

Maunsel (1901), “Central Kürdistan” adlı çalışmasında, Cilo Dağı ve buzullaşmasından bahsetmiştir. Eklemiş olduğu haritasında (Şekil 2) Cilo Dağı’nı ayrıntılı olarak çizmiştir. Ayrıca çalışmada Suppa Durek (Erinç) buzulunu gösteren fotoğraf yer almaktadır (Foto 1). Bu fotoğraf Cilo Dağları buzullarının çekilmiş olan ilk fotoğrafı olması açısından önemlidir. Bu fotoğrafta buzulun günümüzden çok daha aşağı seviyede olduğu görüntülenmiştir.

Şekil 2: Maunsel (1901) Tarafından Çizilen Cilo Dağları ve Çevresini Gösteren Harita



Foto 1: Maunsel (1901) Tarafından Çekilen Erinç Buzulu'nu Gösteren Fotoğraf.



Daha sonraki çalışmalarda Bobek (1937) bölgeyi ziyaret etmiş (Bobek, 1940) ve buzul dilinin 2600 metrelerde olduğunu tespit etmiştir. Aynı buzul 1947 yılında Erinç rafından ziyaret edilmiş (Erinç, 1952) ve buzulun 2900 metre seviyesine kadar gerilediğini tespit etmiştir (Çiner 2003).

Bobek (1940), “Die Gegenwärtige Und Eisliche Vergletscherung Im Zentral Kurdischen Hochebirge” adlı çalışmasında, 1937 yılında ziyaret ettiği Erinç buzulunun 2600 metreye ve Orta Mia Hvara Buzulunun 2550 metreye kadar indiğini belirtmiştir (Sarıkaya, 2011). Çalışma sahasının Pleistosen buzullaşmasına maruz kaldığına yer vermiştir. Pleistosen buzullaşması daimi kar çizgisinin 2500-3000 metre arasında, 1937 daimi kar çizgisinin ise 3100-3400 metre arasında olduğunu belirtmiş ve ikisi arasında 700 metrelik bir fark olduğuna değinmiştir (Wright, 1962). Ayrıca Bobek çalışmasında, Cilo Dağları buzullaşmasına ait fotoğraflar ve haritalara yer vermiştir.

İzırak (1951), “Cilo ve Nemrut Dağlarıyla Hakkâri ve Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları” adlı çalışmasında, 1945 yılında arazi çalışmaları boyunca gözlemlediği yerlerin fiziki, beşeri ve iktisadi coğrafyası ile ilgili yapılan incelemeler aktarılmıştır. Cilo Dağları’nda yüzlerce metre eninde irili-ufaklı 10-15 buzulun bulunduğu, kalınlıklarının çoğu yerde 10-15 metre, bazı yerlerde ise 40-50 metreden meydana geldiği belirtilmiştir.

Erinç (1952a), “Glacial Evidence of Climatic Variations in Turkey” adlı çalışmasında, Türkiye’nin en yoğun buzullaşmaya uğramış üç temel sahasını ele almıştır. Bunlar; Erciyes Buzulu, Cilo Dağları bölgesi buzulları ve Pontid Dağları buzulları şeklindedir. Bunlar içerisinde çalışma alanımız olan Cilo Dağları buzullarının detaylı bir şekilde değerlendirmesi yapılmıştır. Çalışma alanı daha önce yapılmış çalışmalarla kıyaslanarak ele alınmıştır. Çalışma alanı buzullarından özellikle Erinç(Suppa Durak) Buzulu’nda çok büyük bir değişikliğin meydana geldiği ortaya konulmuştur. Buzul dili 2600 metreden 2900 metreye gerilemiştir. Bir diğer önemli değişiklik Mia Hvara Buzulu’nda meydana gelmiş. Orta Mia Hvara Buzulu 2550 metreden 2800 metreye gerilemiştir. Çalışma alanı buzullarının genel itibariyle zayıflamış olduğu ve gerilediği ortaya konulmuştur. Mia Hvara ve Erinç buzullarının bu yüzyılda üçte birinin erimiş olduğu belirtilmiştir.

Erinç (1952b), “The Present Glaciation in Turkey” adlı çalışmada, Türkiye'nin 1952 yılı güncel buzullarının envanterini tespit etmiştir. Türkiye güncel buzullarının ülkenin doğu yarısında, 35 Doğu boylamının doğusunda kaldığını belirtmiştir. Türkiye’de Güncel Buzul bulunan dağların daimi kar çizgilerini tespit etmiştir. Daimi kar çizgisi Toros sistemi için 3400-3500 m, Erciyes Dağı için 3500 m, Suphan Dağı için 3700 m ve Ağrı Dağı için 4000 metre olarak tespit belirlemiştir. Cilo Dağları için daimi kar çizgisini 3500 m olarak belirtmiş ama lokal olarak 3000-3500 arasında değiştiğine değinmiştir. Cilo Dağı Buzul dilinin ortalama 2750 metreye kadar indiğini ortaya koymuştur.

Erinç (1953), “Van’dan Cilo Dağları’na” adlı çalışmasında 1948 yılında Cilo Dağları’nda gerçekleştirilen bir dağcılık tatbikatı sırasında yapmış olduğu gözlemleri derlemiştir. Çalışmada Erinç Van’dan başlayarak Cilo Dağları’na doğru yaptığı yolculuk sırasında yörenin beşeri, iktisadi, topoğrafik, jeomorfolojik ve jeolojik açıdan yaptığı gözlemleri aktarmıştır.

Bu tatbikat sırasında çalışma alanının güncel buzul seviyesi, buzul şekillerinin tespiti ve daha önceki yapılmış olan çalışmalar (Bobek, 1940) ile kıyaslanması açısından temel kaynaklarımızdan birini oluşturmaktadır.

Wright (1962), “Pleistosen Glaciation in Kürdistan” adlı çalışmasında Cilo Dağları’nda meydana gelen Pleistosen buzullaşmasıyla ilgili olarak; Büyük Zap Nehri vadisinde 1500 metre yakınlarında buzul depolarına (moren) rastlandığını ve en alçak Pleistosen sirklerinin yaklaşık olarak 1800 metrede olduğunu ve bunların genel olarak dağın kuzey yamacında yer aldığını belirtmiştir. Ayrıca Pleistosen dönemi için Cilo Dağları daimi kar sınırını 2100 metre olarak belirtmiştir.

Kurter ve Sungur (1980), “Present Glaciation in Turkey” adlı çalışmada Türkiye buzullarını değerlendirmişlerdir. Çalışmada Türkiye buzulları başlıca üç alanda toplanmıştır. Bunlar; (1)Doğu Karadeniz kıyısı boyunca uzanan dağlar, (2) Toros dağları ve (3) Birbirinden bağımsız Volkanik Dağlar. Toros Dağları bölümünde ele alınan Cilo Dağları ile ilgili olarak 15’ten fazla vadi ve dağ buzulunun yer aldığını belirterek bir kaçının uzunluğunun 1 kilometreden kısa olduğunu belirtmiştir.

Kurter (1988), “Glaciers of Turkey” adlı çalışmada Landsat uydu görüntülerini kullanarak Türkiye'nin toplam buzul alanını 22.9 km²olarak tespit etmiştir. Aynı şekilde Türkiye buzullarını üç başlık altında değerlendirmiştir. Cilo Dağları, Toros Dağları başlığının, Güneydoğu Toroslar alt başlığında ele almıştır. Cilo Dağları'nın vadi buzullarından oluştuğunu, Gelyaşinvadi buzulunun uzunluğunu 4 km'nin üzerinde ve 3000 metre yükseklikte olduğunu, Mia Hvara buzulunun 2800 metreye kadar gerilediğini belirtmiştir.

Çiner (2003), “Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuvaterner Buzul Çökelleri” adlı çalışmasında, Türkiye buzullarıyla ilgili yapılan önceki çalışmalar derleyerek sonuçlar çıkarmış ve Türkiye buzul sahalarındaki Kuvaterner buzullaşmasının izlerini net bir şekilde ortaya koymuştur. Günümüz buzullarının Pleistosen buzullaşmasının bir devamı olmayıp, iklim optimumu sırasında (günümüzden 4-5 bin yıl önce) eriyen buzulların yerine gelişen yeni buzullar ile ilgili olduğunu belirtmiştir.

Yavaşlı ve Ölgen (2008) “Assesing the Variation of Recent Glaciers In Buzul (Cilo) Mountain Remote Sensing and Meteorological Data” adlı yayında 1976-2006 yılları arasına ait Landsat ve Quickbird uydu görüntüleri kullanılarak Cilo Dağları'nın 30 yıllık buzul değişimi incelenmiştir. 30 yıl içerisinde toplam buzul alanının yarısının erimiş olduğunu ortaya koymuşlardır. Ayrıca buzul kütlelerindeki değişim ve iklim değişimi arasındaki bağıntı ele alınmıştır.

Yavaşlı (2009) “Türkiye Buzullarındaki Değişikliklerinin Uzaktan Algılama ile Belirlenmesi” adlı yüksek lisans tezinde Türkiye'deki dağ buzulları 1976-2008 Landsat uydu görüntüleri üzerinden incelemiş, bunlardaki alansal değişimler belirlemiş ve meteorolojik verilerin değerlendirilmesi ile birlikte değişimi açıklamıştır. Çalışmada Cilo Dağları buzulları alt başlık olarak ele alınmış ve sahadaki buzulları tek tek değerlendirilmiştir. 31 yıllık süreç içerisinde; Erinç Buzulu'nun yarısının eridiği, Mia Hvara Buzulunda Batı Mia Hvara buzulunun 3/4 'ünü Orta ve Doğu Mia Hvara buzullarını ise yarısının ortadan kalktığını ve Gelyaşın Buzulu'nun ise yarısından fazlasının yok olduğunu tespit etmiştir.

Sarıkaya (2011) “Türkiye’nin Güncel Buzulları” adlı kitap bölümünde, Türkiye’nin güncel buzullarını üç ayrı bölgede (Güneydoğu Toroslar, Doğu Karadeniz kıyısı boyunca uzanan dağlar ve Anadolu Platosuna dağılmış halde yüksek dağlar ve sönmüş volkanlar) ele almıştır. Türkiye’de bulunan güncel buzulları 2002-2009 yılları arasında çekilen ASTER ve Google Earth programından tespit etmiştir. Tespitleri sonucunda Türkiye’nin 1 adet takke buzulu 50 adet dağ buzulu ve 55 adet kaya buzul envanterine sahip olduğunu belirtmiştir. Güneydoğu Toroslar başlığının altında ele alınan Cilo Dağları buzulları ile ilgili olarak çalışmada 10 adet buzul ve toplam 3.48 km² buzul alanı tespit etmiştir. Buzulların genellikle dağın doğuya ve kuzeye bakan dik yamaçlarında, zirveye yakın sirklerin içerisinde yer aldığı tespit etmiştir. Ayrıca çalışmada buzulların özellikleri ve tipleri ile ilgili ayrıntılı bilgiler verilmiştir.

Sarıkaya vd, (2011) “Quaternary Glaciations Of Turkey” adlı kitap bölümünde yazarlar daha önce yayınlanmış çalışmalar ve kendi gözlemleri ışığında Türkiye Kuvaterner Buzullaşması’nı ele almıştır.

Bahadır ve Dikbaş (2011), “Türkiyedeki Aktüel Buzul alanlarının CBS ve UA ile Değişim Analizi(1990-2000)” adlı çalışmada, Türkiye’deki aktüel buzul alanlarının 1990 ile 2000 yılları arasındaki alansal değişimleri CBS ve UA yöntemleri yardımı ile incelemişlerdir. Çalışma sonucunda Türkiye’deki aktüel buzul alanlarının hemen hepsinde periyodik sayılacak bir nitelikte gerilemenin ve alansal parçalanmaların var olduğu ortaya konulmuştur. Çalışmada Cilo Dağları buzulları 1990 yılında 1,98 km² olan toplam buzul alanı 2000 yılında 1,3 km² ye gerilediği tespit edilmiştir.

Satır (2016), “Comparing the Satalite Image Transformation Techniqus for Detecting and Monitoring the Continuous Snow Cover and Glacier in Cilo Mountain Chain Turkey” adlı çalışmasında Landsat ve RASAT uydu görüntülerini kullanarak Cilo Dağları aktif buzulu ve değişimini sorgulamıştır. Bu bağlamda birçok indis(Normalized Difference Snow Indecex(NDSI), Normalized Difference Snow-Ice Index(NDSII), Normalized Difference Principle Component Index(NDPCSI) ve Tasseled Cap Wetness Transformation(WET)) kullanılarak karşılaştırılmaya gidilmiştir. Çalışma

sonucunda Cilo Dağları'nda buzulların 1984'ten 2015'e kadar toplam 247 ha alan kaybettiğini ve bunun da neredeyse toplam buzul alanının % 47'sine denk geldiğini belirtmiştir. Çalışma alanında ciddi bir şekilde sıcaklık değişiminin meydana geldiği ortaya konulmuştur.

1.4.2. Çalışma Konusu İle İlgili Çalışmalar

Buzullar yeryüzündeki hidrolojik döngüde hem küresel hem de yerel ölçekte önemli bir rol oynamaktadır. Küresel ısınmayla birlikte bu rolün önemi giderek artmaktadır. Buzullarda zamansal ve şekilsel olarak meydana gelen değişimi saptamak bu roldeki yerini anlamamız açısından büyük bir fayda sağlar. Bu değişimi saptamanın en önemli araçlarından biri Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleridir. Son yıllarda artan uydu sayısı ve bu uydularda geliştirilen özelliklerle birlikte bu alanda yapılan gerek ulusal gerek uluslararası çalışmaların sayısı giderek artmaktadır. Bunlardan örnek oluşturacak birkaç tanesi aşağıda ele alınmıştır.

Uzaktan algılama ile ilgili ilk çalışmalar güvercinlere, uçurtmalara ve balonlara yerleştirilen kameralar ile başlamış, daha sonra uçaklar kullanılarak çekilen hava fotoğrafları, çalışmalarda önemli bir veri kaynağını oluşturmuştur. En önemli çalışmalar Earth Resources Technology Satellite'nin (ERTS) (Daha sonra Landsat-1 olarak değiştirildi) fırlatılmasından sonra başlamıştır.

Riggs vd. (1994), "A Snow Index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectrometer" adlı çalışmada, Earth Observing System(EOS) ve Moderate Resulation İmageing Spectrometer(MODIS) buzul haritalamaları için oluşturulan bir algoritma oluşturmuştur. Bu algoritmanın temel bileşenlerinden biri olarak da Normalized Difference Snow Index (NDSI) kullanılmıştır.

Yin vd. (2013), "Comparison of Thresholding Methods for Snow-Cover Mapping Using Landsat TM Imagery" adlı çalışmada, uzaktan algılama verilerinden buzulları tespit etmek için sıklıkla kullanılan yöntemlerden biri olan Thresholding metodu ele almıştır. Çalışmada Normalized Difference Snow Index(NDSI) indisine dokuz adet otomatik Thresholding metodu uygulanmıştır.

Sibandze vd. (2014), "A Comparison of Normalized Difference Snow Index (NDSI) Normalized Difference Principal Component Snow Index (NDPCSI)

Techniques in Distinguishing Snow from Related Land Cover Types” adlı çalışmada, buzul tespiti için uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan NDSI ve NDPCSI indisleri birbiri ile ilişkili olarak doğruluk değerlerinin geliştirilmesini ele almıştır. Landsat 8 Principal Component bandının NDSI ile ilişkilendirilerek buzul alanlarının tespitinde doğruluk değeri artırılmış olduğu ortaya konulmuştur. Nitekim sonuçlarda NDPCSI ve NDSI sonuçları doğruluk değeri sırasıyla %84.9 ve %76.8 artırılmış olduğu söylenmiştir. Ayrıca su ve buzul yada kar ayrımı için NDPCSI ve NDSI daha güvenilir sonuçlar vermiş olduğu tespit edilmiştir.

Raup vd. (2007), “Remote Sensing and GIS Technology in The Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project” adlı çalışmada, Multispectral uydu görüntülerinden dünya buzullarının ölçüsü ve değişimi için analizi, iklimik ve diğer sebeplerin etkisi yoluyla meydana gelen bu değişimi anlama temelinde kurulmuş olan GLIMS projesinde aynı zamanda UA ve CBS teknolojilerini kullanmıştır. Projede ASTER ve Landsat 7 ETM+ görüntüleri üzerinde veriler elde edilmektedir.

Xiao vd. (2001), “Assessing The Potential of Vegetation Sensor Data for Mapping Snow and Ice Cover: A Normalized Difference Snow and Ice Index” adlı çalışmada, buzul tespiti için Normalized Difference Snow/Ice Index adlı yeni bir indeks ortaya koymuştur. İndekste Landsat Thematic Mapper (TM) bandları (mavi, kırmızı, yakın kızılötesi ve orta kızılötesi spectral bandları) ve Spot 4 spectral bandı olan Vegetation Sensörü kullanılmıştır. Landsat TM görüntüleri için Çin’in Tibet Platosunun Qilian Dağları’nın doğu bölümü kullanılmıştır. Çalışmanın sonuçları NDSI ile karşılaştırılarak değerlendirilmiştir.

Paul vd. (2004a), “Combining Satellite Multispectral Image Data and a Digital Elevation Model for Mapping Debris-Covered Glaciers” adlı çalışmada, İsviçre Alpleri’nde Grosser Oberaleschgletscher buzulunu incelemiştir. Buzul yüzeyleri depolar(moren) tarafından örtülmüş Multispectral uydu görüntülerinden otomatik buzul haritası elde etme amacıyla yapılabilecek çalışmalara değinilmiştir. Depo altı buzulları tespit edilmeye çalışılırken metotlar kombine edilerek DEM’den faydalanılmıştır.

Neighbourhood(komşuluk) Analizi uygulanarak sonuçlar büyük bir oranda otomatik bir şekilde elde edilmiştir.

Paul vd. (2004b), “Rapid Disintegration of Alpine Glaciers Observed with Satellite Data” adlı çalışmada, Landsat Thematic Mapper(TM) görüntülerini kullanarak 1985’ten 1999’a kadar olan periyotta meydana gelen değişim için Alpler’deki 930 adet buzulu incelemiştir. Bu süreçte alanda % 18 azalma olduğu tespit edilmiştir. Çalışmada TM4/TM5 bant kombinasyonu kullanılmıştır.

Rott (1994), “Thematic Studies in Alpine Areas by Means of Polarimetric SAR and Optical Imagery” adlı çalışmada topoğrafik özelliklere bağlı olarak yüzeyde meydana gelen yansıma değerlerindeki değişiklikleri düzeltmek için teknikler geliştirmiştir. Bu düzeltme temelde DEM ile atmosferik radyasyon verilerinin dönüşümüne dayandırılmıştır. Örnek alan olarak seçilen Avusturya Alpleri’ne ait Landsat TM sensörünün 3. bandı ile 5. bandı oranlanarak buzul sınırı tespit edilmiştir.

Yeşilyurt ve Doğan (2010), “Munzur Dağları’nın Buzul Jeomorfolojisi: CBS ve UA Yöntemleri ile Değerlendirme” adlı çalışmada, Türkiye’nin Buzul Jeomorfolojisi açısından az çalışılmış olan alanlarından biri olan Munzur Dağları’nın buzul jeomorfolojisi UA ve CBS yöntemleri ile analiz etmiş ve haritalamışlardır. Çalışma alanında Son Buzul Maksimumu’ndaki kalıcı kar sınırı, sirk taban ortalaması yöntemi ve çevre dil ortalaması yöntemlerine göre sırasıyla 2790 m. ve 2450 m. olarak hesaplanmıştır. Son Buzul Maksimumu döneminde paleo-buzulların 650 km² alan kapladığı, yaklaşık 700 sirk ve 40 ana buzul vadisinin geliştiği ve paleo-buzul dillerinin ortalama 1800 metrede sonlandığı saptanmıştır. Ayrıca 9 km²’yi bulan örtülü döküntü buzulu varlığına dikkat çekilmiştir.

Geçen (2011), “Evaluation of Glaciation and Glacial Shapes Using Geographic Information Systems and Remote Sensing (Eastern Black Sea), adlı doktora tezinde, Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri tekniklerini kullanarak Doğu Karadeniz Dağları’nda görülen aktif buzul ve buzul şekillerini değerlendirmiştir. Çalışma alanında yer alan 93 (30 ana, 63 tali) buzul vadisi, 1222 sirk ve 685 sirk gölü için morfometrik özelliklerini

kapsayan veri tabanı oluşturularak nitel ve nicel verileri karşılaştırılıp analiz edilmiştir. Çalışma alanında yer alan aktif buzulların alanı, Uzaktan Algılamanın Normalized Difference Snow Index(NDSI) ve Band Rationing yöntemleri kullanılarak sırasıyla 0,43 km² ve 053 km²olarak tespit edilmiştir.



İKİNCİ BÖLÜM

2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE

Bu bölümde tez içerisinde yer alan bazı temel kavramların tanımı ve kavramlar hakkında kısaca bilgi verilmektedir. Bu kavramlar çalışmanın temel yöntem ve teknikleri olan Uzaktan Algılama (UA) ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) şeklinde iki ayrı başlık olarak açıklanmaktadır.

2.1. Uzaktan Algılama

Uzaktan algılama gidilmesi ve ulaşılması zor yerler ya da objeler hakkında uydular, uçaklar veya insansız hava araçları vasıtasıyla kaynak sağlayan tekniklerden biridir.

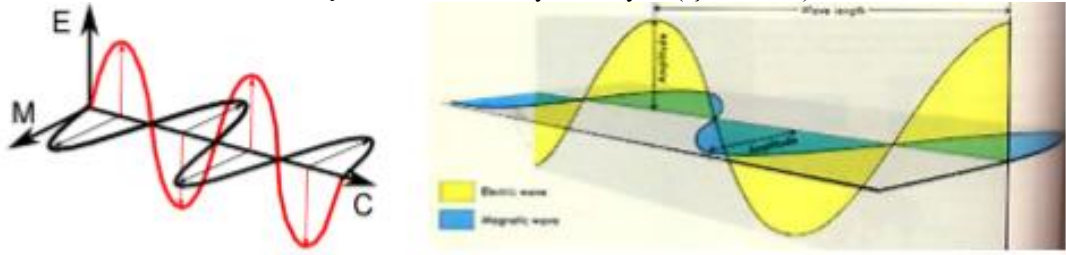
Uzaktan algılama ile ilgili belli başlı birkaç tanım yapılmıştır. Bunlar temelde aynı fikir etrafında toplanmaktadır. Bunlardan;

Lillesand vd. (2004) Uzaktan Algılama'yı bir cisim, alan veya doğal olayla ilgili bilgileri bu cisim, alan veya doğal olayla direkt temas etmeksizin toplama teknolojisi ya da bilim dalı olarak tanımlamıştır.

Turoğlu (2008) uzaktan algılamayı belli bir obje, fiziksel mekân veya konu hakkında, belirli bir mesafeden, onunla herhangi bir temas olmaksızın algılayıcı kayıt edici ve görüntüleyici araçlar vasıtasıyla veri tanımlama işlemi olarak tanımlamıştır.

Bir başka tanım ise Esri İşlem (2002) tarafından uzaktan algılama: yer sathına fiziksel temas olmaksızın cisimleri gözlemlenmesi ve ölçülmesine ilişkin bilgi sağlayan bir bilimdir, şeklinde yapılmıştır. Bu bilgiyi cismin yansıttığı ve yaymış olduğu elektromanyetik enerjinin özelliklerini değerlendirerek elde ederiz. Bu enerji, elektromanyetik yayım şeklinde olup dalga teorisinin temel kurallarına bağlı olarak ve sinisoidal tarzda hareket etmektedir. Elektromanyetik yayım; yayım yönüne dik yönde ve değişik büyüklüklerde elektriksel alan (E) ile bu alan ile dik açı yapan bir manyetik alanı (M) içermektedir. Bu enerji, elektromanyetik yayım şeklinde olup dalga teorisinin temel kurallarına bağlı ve sinisoidal tarzda seyahat etmektedir(Şekil 3). Elektromanyetik yayım (radyasyon); yayım istikametine dik yönde ve değişik büyüklükte bir elektriksel saha (E) ile bu sahaya dik açı yapan bir manyetik sahayı (M) içermektedir(İşlem 2002; s;7).

Şekil 3: Elektromanyetik Yayım (İşlem 2002)



Elektromanyetik yayımın iki temel özelliği “Dalga boyu” (wavelength) ve “Frekans” (frequency) kavramları önemlidir. Dalga boyu birbirini izleyen iki dalganın tepe noktası arasındaki mesafedir ve “ λ ” ile gösterilmektedir. Dalga boyu nanometre (nm: 10^{-9} m, 10^{-7} cm), mikrometre (μm : 10^{-6} m, 10^{-4} cm), santimetre (cm: 10^{-2} m) ve metre (m) cinsinden tanımlanır. Frekans ise bir saniyedeki dalga sayısı olup “hertz” şeklinde ifade edilir.

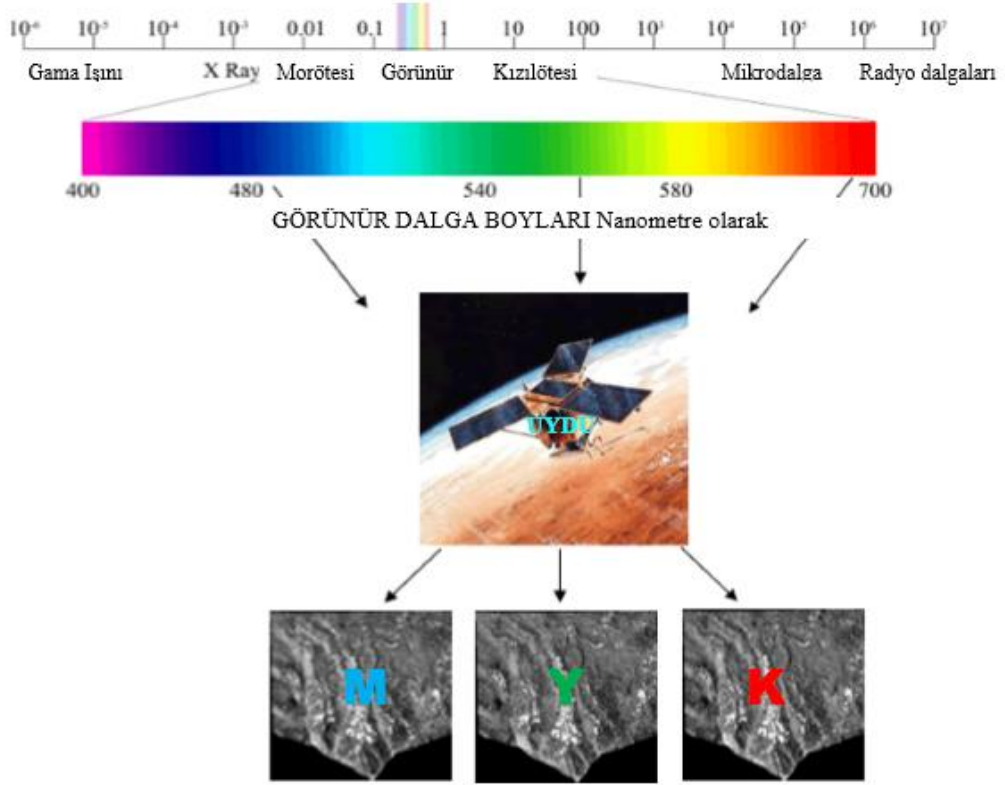
2.1.1. Elektromanyetik Spektrum (EMS)

Uzaktan algılama ve diğer birçok bilim alanında elektromanyetik yayılım (radyasyon) dalga uzunluklarına göre kategorize edilmesi ile oluşturulan elektromanyetik spektrum kullanılır (Elachi ve Van Zyl, 2006; Arı ve Kaya, 2014). Elektromanyetik yayımın Uzaktan Algılama uydu sensörleri tarafından kaydedilmesi yoluyla görüntü elde edilir. Bu görüntüyü oluşturan yayımların sınıflandırılması ile oluşturulan elektromanyetik spektrum; ışık hızı ($300\,000\,000$ m/s veya 3×10^8) ile hareket eden ve dalga boyunun nanometre (nm) ile kilometre (km) arasında olduğu sürekli enerji ortamıdır (Turoğlu, 2008 s;193). Elektromanyetik spektrum üzerindeki dalga boyu alanları tam olarak belirlenmemiş olmakla birlikte şu şekildedir (Tablo 2, Şekil 4).

Tablo 2: Elektromanyetik Dalga Boyları ve Uygulama Alanları (Arı ve Kaya 2014, Aronoff 2005, Turoğlu 2008 Ve Cambell Ve Wynne 2011'den Faydalanılarak Hazırlanmıştır).

Spektral Bölge		Dalga Uzunluğu	Uygulama Alanları
Gama ışınları		< 0.03 nm	Atmosferde filtre edilerek yeryüzüne ulaşmaları engellenir. Yeryüzünü algılanması için uzaktan algılama tarafından kullanılamaz.
X-rays ışınları		0.03 - 300 nm	
Ultraviyole (morötesi) Işınlar		0.30 - 0.38 µm	
Görülebilir Dalga Boyları	Mavi	0.45 - 0.52 µm	Su karakteristiğinin analizi, su derinliği veya su sağlığı tespiti, kıyı çizgisi belirlenmesi bitki ve toprak arasındaki farklılıkların belirlenmesi gibi alanlarda kullanılır.
	Yeşil	0.52 - 0.60 µm	Bitkilerin tanımlanması ve gelişimi, kültürel alanlar ve şehir yapıları, sudaki sedimentler ile bitki karışımı ölçümlerinde kullanılır.
	Kırmızı	0.60 - 0.70 µm	Bitki çeşitliliği tespiti, jeoloji ve toprak sınırı tespiti gibi araştırma alanlarında kullanılır.
İnfrared (Kızılötesi) Işınlar	Yakın kızılötesi (NIR)	0.70 - 1.0 µm	Biomas içeriğinin saptanmasında, su kütlelerinin sınıflandırmasında, kar ve su ayırımında ve toprak nemliliğinin tespitinde kullanılır.
	Kısa Dalga Kızılötesi (SWIR)	1.0 - 1.75 µm	Kar ve bulut ayırımında, kar ve buz arasındaki farklılıkların tespitinde, kurak alanlarda ve toprak ve toprak nemliliği analizinde kullanılır.
	Orta Dalga Kızılötesi (MWIR)	2.0 - 2.35 µm	Kayaç türlerinin ayrımı (Slikat, Kil minarelleri vb.) toprak ve bitkilerde nemliliğin tespiti, jeolojik yapıların haritalanması, yangın alanlarının izlenmesi gibi alanlarda kullanılır.
	Termal Kızılötesi	10.4 - 12.5 µm	Su sıcaklığı, termal kirliliği, jeotermal alanların tanımlanması ve bitki streslerinin analizinde kullanılır.
Mikro Dalga	Pasif Sistem	1.0 mm - 1.0 m	
	Aktif Sistem (RADAR)	1.0 cm - 1.0 m	Topoğrafik haritalama, yüzey deformasyonun tespiti (heyelan ve deprem) gibi alanlarda kullanılır.

Şekil 4: Elektromanyetik Spektrum(Birimler Mikrometre Olarak Verilmiştir) (Nik Sistem 2005)



2.1.2. Uydu Sistemleri

Yeryüzünü gözlemlemek amacıyla üretilmiş birçok uzaktan algılama uydusu vardır. Uydular çok farklı amaçlar için geliştirilmiş olabileceği gibi aynı amaç için üretilen uydularda bulunmaktadır. Örnek olarak haberleşme, meteoroloji, istihbarat ya da ticari amaçlı üretilmiş ve fırlatılmış uydular sayılabilir. Bu uydular sensör sistemleri, yükseklikleri, dünyanın etrafında dönüş (turlama) hızları gibi özellikleri açısından farklılıklar gösterir. Bunlar içerisinde sadece çalışmamızda faydalanmış olduğumuz Landsat Uydusu hakkında bilgi verilecektir.

2.1.2.1. Landsat Uyduları

1972 yılında NASA(National Aeronautical and Space Administration) tarafından başlatılan program kapsamında ERTS 1 (Earth Resources Tecnology Satellite) uydusu uzaya fırlatılmıştır. Uydunun adı daha sonra Landsat 1 (Land + Satellite) olarak değiştirilmiştir. 1975 yılında Landsat 2 olmak üzere 2013 yılına kadar toplamda 8 adet uydu dünyanın yörüngesine yerleştirilmiştir (Tablo 2). Bu uydular taşıdıkları sensörler ve yerleştirildikleri yörüngeler açısından birbirinden farklılık göstermektedir (Tablo 3). Landsatuydularında sensör sistemleri RBV

(Return Beam Vidicon) kamera sistemli, MSS (Multi-Spectral Scanner), TM (Thematic Mapper), ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) OLI (Operational Land Imager) ve TIRS (Thermal Infrared Sensor) şeklinde algılayıcılar sürekli geliştirilmiş.

Tablo 3:Landsat Uydularının Özellikleri

Uydu Adı	Kullanım Süresi		Sensör Özellikleri	Yükseklik (km)	Periyod (Gün)
	Başlangıç	Bitiş			
Landsat 1	1972	1978	RBV/MSS	917	18
Landsat 2	1975	1982	RBV/MSS	917	18
Landsat 3	1978	1983	RBV/MSS	917	18
Landsat 4	1982	2001	MSS/TM	705	16
Landsat 5	1984	2013	MSS/TM	705	16
Landsat 6	1993	-	ETM	705	16
Landsat 7	1999	Çalışıyor	ETM+	705	16
Landsat 8	2013	Çalışıyor	OLI/TIRS	705	16

Kaynak: USGS

Tablo 4: Landsat Uydularına Ait Sensör Özellikleri, Spektral Bant Aralıkları ve Çözünürlük Özellikleri

Uydu Adı	Sensör Sistemi	Spektral Bantlar			Mekansal Çözünürlük (m.)
		No	Band	Band Uzunluğu (µm)	
Landsat 1-2	RBV	1	Mavi-Yeşil	0.48 – 0.50	80
		2	Turuncu-Kırmızı	0.58 – 0.69	
		3	Kırmızı-NIR	0.70 – 0.83	
	MSS	4	Yeşil	0.50 -0. 60	79
		5	Kırmızı	0.60 – 0.70	
		6	NIR	0.70 – 0.80	
		7	NIR	0.80 – 1.10	
Landsat 3	MSS	4	Yeşil	0.50 -0. 60	79
		5	Kırmızı	0.60 – 0.70	
		6	NIR	0.70 – 0.80	
		7	NIR	0.8 – 1.10	
	8	TIR	10.4 – 12.6	240	

Landsat 4-5	MSS	4	Yeşil	0.50 – 0.60	82	
		5	Kırmızı	0.60 – 0.70		
		6	NIR	0.70 – 0.80		
		7	NIR	0.80 – 1.10		
	TM	1	Mavi	0.45 – 0.52	30	
		2	Yeşil	0.52 – 0.60		
		3	Kırmızı	0.63 – 0.60		
		4	NIR	0.76 – 0.90		
		5	SWIR	1.55 – 1.75		
		6	TIR	10.4 – 12.5	120	
7		MWIR	2.08 – 2.35	30		
Landsat 7	ETM+	1	Mavi	0.45 – 0.52	30	
		2	Yeşil	0.52 – 0.60		
		3	Kırmızı	0.63 – 0.70		
		4	NIR	0.76 – 0.90		
		5	SWIR	1.55 – 1.75		
	6	TIR	10.4 – 12.5	60		
	7	MWIR	2.08 – 2.35	30		
	8	PAN	0.60 – 0.90	15		
Landsat 8	OLI	1		0.43 – 0.45	30	
		2	Mavi	0.45 – 0.51		
		3	Yeşil	0.53 – 0.59		
		4	Kırmızı	0.64 – 0.67		
		5	NIR	0.85 – 0.88		
		6	SWIR	1.57 – 1.65		
		7	MWIR	2.11 – 2.29		
		8	PAN	0.50 – 0.68		15
		9	CİRRUS	1.36 – 1.38		30
	TIRS	10	TIRS 1	10.6 – 11.19	100	
		11	TIRS 2	11.5 – 12.51		

Kaynak: USGS

2.1.3. Sayısal Görüntü Özellikleri

Sayısal görüntünün temel özelliğini pikseller oluşturur. Resim elemanı olarak ifade edilen piksel, sayısal formatta sunulan ve ekrana getirilen görüntünün eşit ebat ve şekildeki en küçük kısmıdır. Diğer bir deyişle görüntü piksel gridlerinden oluşmuştur. Pikseller her bir sahanın parlaklığının rakamsal değeri veya sayısal

numara (DN) olarak belirtilmektedir (İşlem 2002;s;29). Uyduların sensörler vasıtasıyla yansıma özelliklerine göre kaydedilen sayısal numaralar piksellere bölünerek görüntüye dönüştürülür. Görüntünün kalitesini piksellerin ebatları belirler. Görüntünün ebatları(çözünürlüğü) mekânsal (spatial), spektral(spectral), radyometrik(radiometric) ve zamansal olmak şekilde dört faktör tarafından etkilenir.

Mekansal Çözünürlük; sensörün en küçük hedefi ayırt etme kabiliyetinin ölçüsünü veya her bir pikselin temsil ettiği yer yüzündeki bir sahayı temsil eden terimdir(İşlem 2002). Mekansal çözünürlük genellikle uydunun yeryüzüne olanyüksekliği ve uydunun tarayıcı veya snoopik özelliklerine bağlıdır. Bir görüntünün mekânsal çözünürlüğü çeşitli şekillerde ölçülebilir. Sensör tarafından ayırt edilebilen en küçük nesnenin boyutu çözünürlük özelliğini verir. Sensörün çözünürlüğü ne kadar büyük olursa, veri hacmi o kadar yüksek, kapsanan alanı da o kadar küçük olur. Bu iki faktör birbirine bağlıdır ve görüntünün ölçeğini belirler. Mekansal çözünürlüğü en yüksek uydulara Quicbird 60 cm. ve Ikonos 1 m. verilebilir. Landsat uyduları mekânsal çözünürlükleri Tablo 3’te verilmiştir.

Radyometrik Çözünürlük; sensörlerin çeşitli hedefler arasındaki spektral yayılımı ayırt edebilme yeteneğidir(Redyy, 2008). Sensörün duyarlılığı spektral bantlardaki sayısal veri bitlerinin sayısı veya gri seviye değerlerinin sayısına göre belirlenir. Genellikle maksimum seviye değerini depolamak için gereken iki basamakların sayısı (bit) olarak ifade edilir. Örneğin 256 farklı renk tonu ayırt edebilen algılayıcının radyometrik çözünürlüğü 8 bit (2^8), 2048 renk tonu ayırt edebilen algılayıcının radyometrik çözünürlüğü 11 bit (2^{11}) olarak ifade edilir. Renk tonu sayısının fazlalığı yüksek çözünürlüğü ifade eder. Landsat 1,2 ve 3 uyduları 6 bit, Landsat 4, 5, 7, 8 ise 8 bit özelliğe sahiptir.

Spektral Çözünürlük; sensörlerin algıladığı görüntünün spektral bant genişliği ve bant sayısıdır. Uydu sensörleri tarafından toplanan dijital görüntüler, multispektral veya hiperspektral yada ayrı ayrı spektral bantlar halinde kaydedilmiş tek tek görüntülerdir. Farklı objelerin farklı dalga boylarına sahip olması onlar hakkında bilgi toplamamızı kolaylaştırmaktadır. Birden fazla dalga boyu aralığında enerji yayan cisim hakkında bilgi toplama isteği daha fazla spektral çözünürlüğe sahip band sayısının artırılmasını beraberinde getirmiştir. Buna bağlı olarak uydu sistemlerinde sürekli olarak band sayısı artırılmıştır. Örneğin Landsat 3, 4, 5, 7

uyduları 8 bant sayısına sahip iken Landsat 8 uydusu bant sayısı geliştirilerek 11'e çıkarılmıştır.

Zamansal Çözünürlük; uydu sensörünün aynı bölgeden kaç günde bir görüntü aldığıının karşılığıdır. Sensör ne kadar sıklıkla aynı bölgeden görüntü alırsa zamansal çözünürlüğü o kadar yüksek olur. Landsat uyduları için Landsat 1, 2, 3 için 18 günde bir olan zamansal çözünürlük, Landsat 4, 5, 7, 8 için ise zamansal çözünürlük 16 günde bire düşürülmüştür (Tablo 2).

2.1.4. Sayısal Görüntü İşleme

Uydu görüntüleri kayıt edildikten sonra görüntüden elde ettiğimiz bilginin daha faydalı ve anlamlı hale gelebilmesi için bir takım işlemlerden geçmesi gerekmektedir. Bu bilgiyi elde etme sürecinde bilgisayar aracılığıyla yapmış olduğumuz işlemlerin tümüne sayısal görüntü işleme denir (Yavaşlı, 2009). Sayısal görüntü işleme işlemleri görüntü düzeltme, görüntü zenginleştirme ve görüntüyü sınıflandırma olarak sınıflandırılır.

2.1.4.1. Görüntü Düzeltme

Görüntü elde edilirken; sistemden (sensör, uydu veya uçak), yer yüzeyinden (topoğrafya veya litoloji) veya atmosferik olaylardan (bulut veya yağmur) kaynaklanan hataların giderilmesi işlemine görüntü düzeltme işlemi adı verilir. Bu hataların giderilmesi görüntü işleme işlemlerinin ön hazırlığı niteliğindedir. Görüntü düzeltme işlemleri radyometrik ve geometrik şeklinde sınıflandırılabilir.

Radyometrik Düzeltmeler: Sensör sistemlerinden kaynaklan, güneşin geliş açısından ve topoğrafyadan veya atmosferik koşullardan kaynaklanan hatalar olabilir. Bunlular arasında en önemlisi sensör sistemlerinden kaynaklanan hatalardır. Bu hatalar yeryüzünde yayılan ya da yansıyan enerji kaydedilirken meydana gelen eksiklerden kaynaklanmaktadır. Bu hatalar görüntü üzerine düşen parazitler şeritler şeklinde gözükür. Bu hataların giderilmesi için kullanılan yöntemlerden en çok kullanılanı Enterpolasyon (Enterpolation) yöntemidir. Bunun yanında, daha önce ölçülmüş yansıma değerleri kullanılarak yapılan düzeltmeler şeklinde uygulanan yöntemler de kullanılmaktadır.

Güneşten gelen enerji(ışınların) atmosferden geçerek yeryüzüne ulaşır. Bu ışınlar yeryüzü ve atmosfere çarpar, yansır, soğurulur (emilir) ya da dağılır. Bu yansıma, soğrulma, çarpma ve dağılma güneşten gelen ışının açısı ve topoğrafyanın

eğimi, litolojisi, bakısı vb. özelliklere göre değişir. Bundan kaynaklı görüntülerden bir takım bozulmalar veya hatalar meydana gelir. Bu hataları en aza indirmek için bir takım işlemler uygulanır.

Atmosferik koşullardan kaynaklı güneş ışınlarında meydana gelen saçılma, (dağılma) yansıma ve soğurulma etkisiyle bir takım hatalar meydana gelebilir. Bu hataları en aza indirmek için atmosferik düzeltmeler yapılır. Bu alanda yapılan uygulamalar içerisinde ERDAS Image tarafından geliştirilen Atmospheric Correction (ATCOR) yazılımı önemlidir.

Geometrik Düzeltmeler: Görüntülerdeki meydana gelen şekilsel bozulmalar için gerekli olan düzeltmelerdir. Bu bozuklulara uydu sisteminin hareketi, tarama sistemini hareketi, uydunun yüksekliği ve hızı, sensörlerin bakış açısı, yeryüzünün şekli, dünyanın dönüşü ve kavisliği neden olmaktadır (İşlem 2002). Görüntülere geometrik düzeltmeler uygulanarak bahsedilen hatalar giderilmesi ve görüntünün en yüksek doğruluk değerine ulaşması amaçlanır. Geometrik bozulmalar rastgele veya sistematik şekilde meydana gelmiş olabilir. Sistematik hatalar bir takım matematiksel işlemler yardımıyla giderilebilir. Rastgele oluşan hataların düzenlenmesi için ise modellenme yapılamaz ve bu yöntemler kullanılamaz. “Geometrik Düzeltme” diye tanımlanan işlemler ile bilinen yer koordinat sistemleri yardımıyla tanımlanır.

2.1.4.2. Görüntü Zenginleştirme

Görüntü zenginleştirme uzaktan algılama ürünlerinden daha fazla faydalanmak için görüntü üzerinde ayrıntıları arttırma, görüntüyü daha anlaşılır hale getirme, istenilen amaca daha uygun formata dönüştürme işlemlerinin tümünü ifade etmektedir. Görüntüyü zenginleştirmek için birçok teknik bulunmasına rağmen aşağıda belli başlı birkaç tekniğe değinilecektir.

2.1.4.2.1. Kontrast Arttırma

Ham görüntülerde renk aralığı 8 bitlik bir görüntü için 0-256 sayısal değerleri arasında bulunur. Bu görüntüde belirgin aralıklarda sıkışmış faydalı bilgi bulunabilmektedir. Kontrast arttırma: orijinal görüntülerin sayısal değerleri (Digital Number, DN) üzerinde işlemler yapılarak verileri daha kullanışlı ve belirgin bir formata dönüştürmektir. Görüntünün kontrastlığını arttırmak için “*Linear Contrast Stretch*”, “*Histogram-equalized stretch*” gibi teknikler kullanılır. Kontrast arttırma parça(alansal) olabileceği gibi bütün şeklinde olabilir.

2.1.4.2.2. Filtreleme

Görüntülerin piksel özellikleri temelinde görüntüde ön plana çıkartılmak veya göz ardı edilmek istenen özelliklere göre görüntüyü işleme yöntemlerinden biri filtrelemedir. Filtreleme işlemi kullanılarak görüntülerdeki yollar ya da sınırlar belirginleştirilebilir, detaylar yok edilebilir ya da detaylar daha da keskinleştirilebilir. Filtre çeşitleri arasında Kernel filtreleme, Alçak geçirgenli filtreleme, Yüksek geçirgenli ve Median filtreleme örnekleri verilebilir.

2.1.4.3. Sınıflandırma

Görüntü sınıflandırma işlemi hem Uzaktan Algılama hemde CBS tarafından çok kullanılan ve faydalanılan işlemlerden biridir. Uydular tarafından algılanmış aynı spektral özelliklere sahip verilerin gruplara ayrılması ile görüntü sınıflandırılması yapılır. Sınıflandırma işleminde bir veya birden fazla piksel değeri kullanılır. Sınıflandırma yoluyla arazi kullanımı, arazi örtüsü, şehirleşme alanı gibi özellikler elde edilir. Sınıflandırma yöntemleri Kontrollü (Supervised Classification) ve Kontrolsüz (Unsupervised Classification) olarak ikiye ayrılır.

Kontrollü Sınıflandırma; kullanıcının uydu görüntüsü ve alanı hakkında bilgi sahibi olduğu ve onun kontrolünde gerçekleşen sınıflandırmadır. Araziden ve haritadan tespit edilen örneklem alanlarının piksel değerleri seçilerek, veriler içerisinde benzer özellikleri taşıyan alanlar bilgisayar tarafından seçtirilir. Bu uygulamada hata oranı yükselmektedir. Çünkü çeşitlilikten kaynaklanan yansıma değerleri ve çözünürlükleri yüksek olması sınıflandırma sayısının da yükseltilmesini gerektirmektedir (Turoğlu, 2008).

Kontrolsüz Sınıflandırma; görüntülerin sadece piksel(spectral) özelliklerine dayanarak kümeleme ve gruplandırma temelinde yapılan sınıflandırma tipidir. Aynı veya benzer özellikteki baskın pikseller bilgisayarda yapılan işlemler sonucunda otomatik olarak gruplara ayrılır. Gruplama sayısı fazla olması doğruluk derecesini artırır. Sınıflandırma için arazide ön çalışmaya gerek yoktur. Ama sonuçların arazi çalışması yapılarak test edilmesi ve doğruluğunun tespit edilmesi gerekmektedir.

2.1.4.4. Görüntü Dönüştürme (Transformation) İşlemleri

Görüntüyü zenginleştirmek için en çok kullanılan işlemlerden biri de görüntü dönüştürme işlemidir. Görüntü dönüştürme işlemi içeresine katı dönüşümler olmasa da toplama, çıkarma, bölme ve çarpma gibi bant aritmetiği işlemleri de dahil

edilmektedir (Redyy, 2008). Uzaktan algılanan veriler (uydu görüntüleri) görüntü işlemedeki tüm dönüşümleri, aritmetik işlemler, matematiksel istatistikler ve dört işleme dayanan yeni görüntü oluşturmamıza olanak verir. Türetilen yeni veya bileşik görüntü iki veya daha fazla bant verilerinin ayrı ayrı aritmetiği veya çoklu bant verisine matematiksel işlemler uygulanması yoluyla elde edilir. Ortaya çıkan görüntü orijinalinden daha belirgin ve keskin özellikler ön plana çıkartır ve daha farklı bir amaca hizmet eder. Bu konuda örnek sayısı oldukça çoktur. Çalışmada kullanılan işlemler Dördüncü Bölümde detaylı olarak ele alınmaktadır.

2.2. Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)

Günümüzde iç içe geçmiş olan Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri yöntemleri ayırmak çok mümkün gözükmesine de bir kaç başlık altında CBS'deki temel kavramlar hakkında bilgi verilmiştir.

Coğrafi Bilgi Sistemleri kısaca CBS ve İngilizce karşılığı Geographical Information System (GIS) olan kavramın literatürde birçok tanımı vardır. Bunlardan birkaçına değinilecektir.

Karabulut (2005) “CBS binlerce yıldır kesintisiz olarak devam eden coğrafi araştırmaların temelini oluşturan fikir, teori, kavram ve felsefi yaklaşımların otomatikleşmiş hali olup çözümü aranan sorulara harita temelli olarak cevap vermek amacıyla düzenlenmiş bir sistemdir” şeklinde tanımlamıştır.

Turoğlu (2008) “CBS; coğrafi verinin kullanılmasıyla gerçekleştirilen, özel yazılıma gereksinim duyularak, bilgisayar ortamında veri işleyen, veri analizi yapan yeni verilere ulaşan, yönetim, planlama ve karar destek olarak kullanılan ve aynı zamanda kartografik görüntüleme imkânı veren bir bilgi sistemleri teknolojisidir” olarak tanımlamaktadır.

Yomralıoğlu (2009) ise “CBS; konuma dayalı işlemlerle elde edilen grafik ve grafik olmayan verilerin toplanması, saklanması, analizi ve kullanıcıya sunulması işlemlerini bir bütünlük içerisinde gerçekleştiren bir bilgi sistemidir” şeklinde tanımlamaktadır.

Bugün dünyanın birçok yerinde kullanılan CBS birçok bilim dalı ve meslekte kullanılmaktadır. Bunlara eğitim, sağlık, kamu kurumları, askeriye, çevre yönetimi, kent yönetimi, ticaret vb. birçok alan dahil edilebilir. Bu bilim dallarının ve mesleklerin ihtiyaçları doğrultusunda CBS metodolojisi doğrultusunda yeni

yazılımlar geliştirilmektedir. Yazılımlara örnek olarak ArcGIS, MapInfo, Idrisi, Global Mapper, Netcat, Geosystems ve açık kodlu QGIS yazılımları verilebilir.

2.2.1. CBS’de Veri Yapısı

CBS çalışmalarında verinin kalitesi çok önemlidir. Verinin kalitesi; çözünürlüğü, güvenilirliği ve güncelliği gibi faktörlere bağlıdır. CBS çalışmalarında kullanılacak veri türü seçimi bir diğer önemli faktördür. CBS veri yapısı, mekânsal olan veriler ve mekânsal olmayan veriler olarak ikiye ayrılmaktadır.

a) Mekânsal Veriler

Mekânsal veriler aynı zamanda grafik veriler olarak da ifade edilir. Bu veriler coğrafi varlığın konumu, biçimi geometrisi ve büyüklüğü hakkında bilgiler verir. Bu verileri kullanarak CBS ortamında analizler yapmak mümkündür. Analizleri gerçekleştirebilmek için verinin koordinat sistemi tanımlanarak bilgisayar ortamına aktarılması gerekmektedir. Mekânsal verilerin sayısal özellikleri iki farklı yapıda olabilir. Bunlar Raster (Hücresel) ve Vektör veri yapılarıdır. İkisi beraber kullanılabileceği gibi ayrı ayrı olarak ya da ikisi birleştirilerek Hybrid (melez) şekilde de kullanılabilir.

Raster (Hücresel) Veri Yapısı

Raster veri yapısı mekâna ait bir objenin lokasyon, boyut, şekil, dağılış özelliklerinin belli ölçeklerde bir alan (Hücre = Cell)veya alanlar ile tanımlanması, coğrafi kodlanmasını (Geocoding) karakterize eder (Turoğlu 2008, s;52). Bu veri yapısında her bir hücre bölgenin öznitelik bilgilerinin o hücreye düşen öz nitelik değerini göstermekte ve de sadece bir değer alabilmektedir. Raster veri yapılarında sürekli bir gösterim söz konusu olup veride devamlılık söz konusudur. Farklı özelliklere sahip objelerin ayrımı, piksellerin renk ve değer ayrımı ile olmaktadır. Bu renkler görüntüyü meydana getirmektedir. Görüntünün kalitesi piksellerin boyutlarına, diğer bir deyişle haritanın ölçeğine bağlıdır. Piksel boyutu küçük olan alanlar, piksel boyutu büyük olan alanlara göre daha hassastırve ayırt etme gücü daha yüksektir. Raster verinin bilgisayarda saklanabilmesi için koordinat bilgisine sahip olması gerekmektedir.

Vektör Veri Yapısı

Vektör veri yapısı nokta, çizgi ve poligon özelliklerine sahip nesnelerin belli bir koordinat sisteminde bilgisayarda tutulan ve her nesne için belli bir öznitelik

verisinin oluşturulduğu veri yapısıdır. Objelere ait her tanımlama türünün temel elemanı noktadır. Koordinat sistemi içerisindeki vektör veri yapısında bir nokta 2D için (X:Y), 3D için (X:Y:Z) koordinatları ile temsil edilir (Turoğlu 2008, s;66). Koordinat sisteminde iki boyutlu için X düşey ekseninde başlayan ve sağ yönde artan değeri, Y ise yatay ekseninde başlayarak yukarıya doğru artan değeri ifade etmektedir. Veriler birbirinden ayıt edilebilmesi ve gerektiğinde kolayca erişilebilmesi için her bir objeye birbirinden bağımsız olarak tanımlayıcı özel bir kimlik numarası verilir. Bu numaralar Kod No ya da Identification (ID) denilmektedir.

Nokta(point) verileri; herhangi bir geometrik boyu içermez ve tek bir geometrik koordinattır, X,Y ile ifade edilir. Örneğin elektrik direkleri, sokak lambaları, şehirdeki bankalar gibi tek noktayla ifade edilebilecek yerler.

Çizgi(line) verileri; bir doğru üzerinde iki nokta veya daha fazla noktanın birleşmesiyle oluşan verilerdir. Örneğin akarsu, yollar, su şebekesi, telefon hatları, elektrik hatları gibi noktaların birleşmesiyle oluşan veriler.

Alan(polygon) verileri; üç veya daha fazla noktanın birleştirilmesiyle oluşan geometrik çokgenler. Örneğin göller, ormanlık alanlar, arazi alanı gibi noktaların başladığı yerde bitmesi ve birleştirilmesi oluşan alansal veriler.

b) Mekânsal Olmayan Veriler

Herhangi bir nesnenin özellikleri hakkında bilgi veren verilerdir. Harita üzerindeki yer alan verilerin özellikleri ile ilgili detaylı bilgilerin yer aldığı tablolarıdır. Bu bilgilerin kapsamını kullanıcının ihtiyaçları belirler. Görsel, işitsel ve sözel veriler içerebilir. Veri tabanında grafik verilerle ilişkilendirilerek kaydedilir. Bulduğu veri tabanına bağlı olarak sorgulama ve analizler yapılabilir ve çok sayıda yeni ve farklı bilgi üretilebilir.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. CİLO (BUZUL) DAĞLARI

Bu bölümde çalışma alanıolan Cilo Dağları'nın Genel Fiziki Coğrafya özelliklerinden; Jeolojik ve Tektonik, Jeomorfoloji, Hidroğrafya, İklim, Bitki Örtüsü özellikleri ve Genel Beşeri Coğrafya özellikleri hakkında bilgi verilmektedir.

3.1. Jeolojik ve Tektonik Özellikleri

Cilo Dağları Güneydoğu Torosları Kıvrım Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Güneydoğu Toroslar, ülkemizin Hakkâri-Siirt-Van üçgeninde yer alır. Toros-Zagros Dağ Kuşağı'nın en yüksek zirvelerini barındırır. Güneydoğu Toroslar, kıvrımlı Mesozoyik kireçtaşları ve Tersiyer yaşlı sedimanter kayaçların, Paleozoyik-Mesozoyik metamorfik ve volkanik kayaçları üzerlediği stragrafik birimlerden oluşur (Wright, 1962; Sarıkaya, 2011).

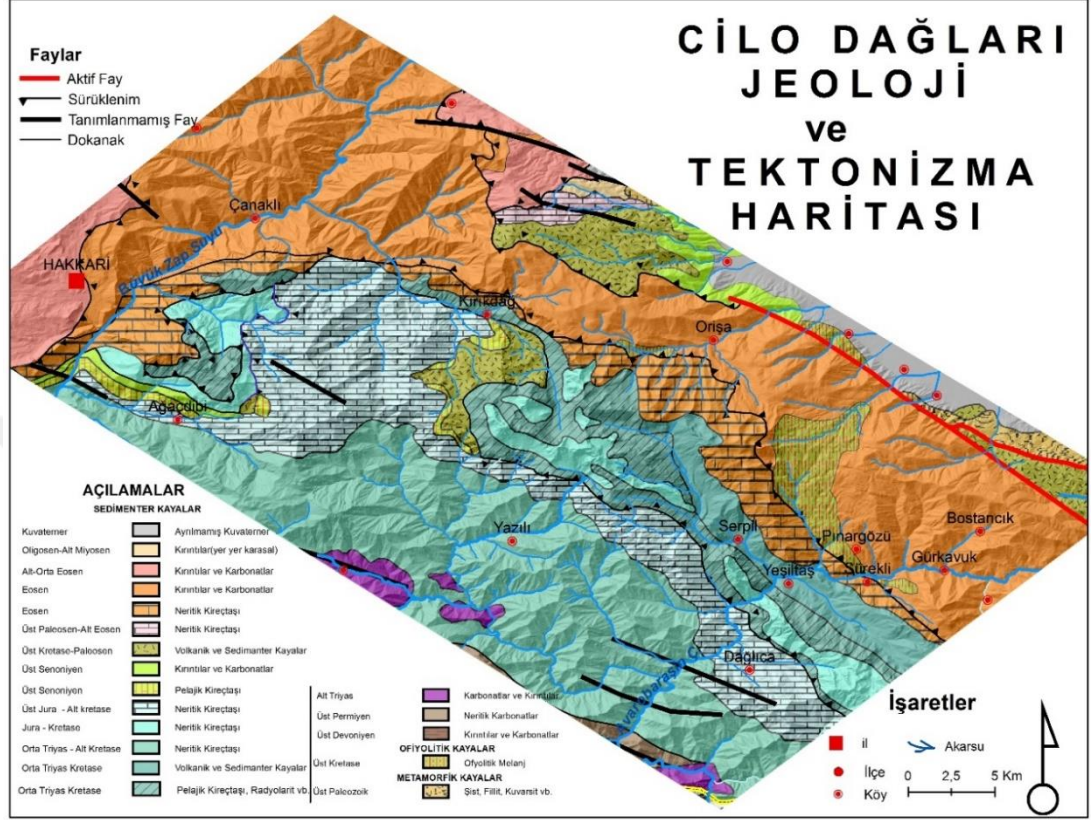
Cilo Dağları ve çevresine permiyenden kuvaternere (günümüze) kadarki süreçte tüm jeolojik devirlerin izleri görülmektedir. Tez çalışmasının temelini oluşturan Cilo Dağları'ndaki buzullaşmanın yaşandığı jeolojik birimler temel olarak Mesozoik yaşlı kireçtaşlarıdır.

Cilo Dağları'nın jeoljisi hakkında Erinç (1952a, 1952b, 1953) ve Bobek (1937) çeşitli çalışmalar yürütmüşlerdir. Bu çalışmaların yanı sıra Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA) tarafından Altınlı (1962) öncülüğünde yapılan çalışma konuya ışık tutmaktadır.

Cilo Dağları Jeolojik olarak Kuzey ve Güney sıralar şeklinde iki jeomorfolojik birim olarak incelenmektedir. Kuzeydeki birinci sıra çok iri nummulitlerden oluşan ve kuzeye doğru meyillenmiş Orta Eosen kalkerinden oluşmaktadır. Bunlar Orişa Vadisi'nin kuzey yamaçlarından itibaren çok ince plaklar halinde fosilsiz şistlerle, yeşil gre ve renkteki grelere uyarak Yüksekova ilçes merkezinin kenarına kadar devam ederler. Orta Eosen kalkerleri, Meydan-ı Belek penneplenini yaran vadilerin yamaçlarında yer yer yeşil kayaçları (volkanik, ofiyolit vb.) katetmektedir. Güneydeki sıra ise Bobek'in gösterdiği basit durumdan bir hayli farklı olarak yeşil kayaçlardan ve bunlar arasında kalmış bulunan belirli seviyelerdeki kalker gruplarından oluşmaktadır. Özellikle Deri Cafer ve Deri Kervan geçitlerinden ya da Reşko ve Suppa Durak'tan Serpil ve Avaspi vadilerine inerken yeşil kütlelerin bu kalkerleri tamamıyla altüst ettikleri ve bunları adeta bir hamur gibi yoğurmuştur. Bu

kalkerler tamamıyla metamorfize ve millonitizeleşmiş, fosil barındırmazlar (Erinç 1953, s;103) (Şekil 5).

Şekil 5:Cilo Dağları ve Çevresininjeoloji ve Tektonizma Haritası



Cilo grubunun iki sırası arasında Kuzeybatı-Güneydoğu istikametinde yer yer kalker kütlelerin yüzeylendiği sürekli yeşil kayaçlar şeridi uzanır. Serpil ve Avaspi vadileri bu şerit üzerine kurulmuştur. Bunun sebebi buranın en zayıf nokta olmasıdır. Orta Eosen kalkerleri ile Mesozoik kalkerleri arasındaki diskordans yapı son derece barizdir. Preosen seviye özellikle Gelyano güneydoğusunda fosil bir satih halinde meydana çıkarak morfolojik bir birim olarak önem kazandığı ve bir sahanlık halinde güneydoğu istikametinde meyilli bir şekilde uzanmaktadır (Erinç, 1953, s;103).

Cilo Dağları Güney sırası Mesozoik'in hemen bütün devirlerinde meydana geldiğini gösteren yeşil kayaçlar kompleksi mevcuttur (Bobek). Kuzeydeki sıra ise bu komplekse diskordans abanan ve görünüşe göre Eosen'den Üst Miosen'e kadar monoklinal yapı ve Tersiyer döneminde oluşmuştur (Bobek, 1937; Erinç, 1953).

Hakkâri Torosları'nın ana çatısını oluşturan Cilo Dağları ve çevresinin jeolojik yapısı, tektonik hareketler ve aşınmalarla yakından ilgilidir. Bölgedeki yassı

platolar, Tersiyer tabakalarından oluşur. Sivri dorukların temeli sert volkanik oluşumlar, güneydeki basamakların temeli ise Triyas tabakalarıdır. Cilo Dağları ve çevresinin kuzeyinde, Yüksekova çöküntü alanı ile Büyük Zap oyulma ve boşalma alanları ortaya çıkmıştır.

“Cilo Serisi” batıda tipik Üst Kretase-Paleosen’in kaide tabakalarını takibeder; doğuda ise Üst Kretase-Paleosen’in olağan tabakaları arasında inceleyerek son bulur. Bu özelliğin sebebi, yüzeyde gözükmeyen ve de dislokasyon kazanmış eski bir yükselimin (Cilo Antiklinoryumu) üzerinde gelişmiş olmasıdır. Demek ki, fasiyeler derinlik, yersel ortam şartlarına v.b. tabi olarak gelişmişlerdir. Yüksekova ilçesinden güneye bakılınca, Cilo Dağları, tıpkı Konya Ovası’ndan itibaren görülen Toroslar’ın manzarasındadır ve yüksek bir dip (yükselim-eski Cilo Antiklinoryumu) üzerinde durulmuş Üst Kretase-Paleosen tabakalarından oluşmuştur. Oramar boğazında Cilo serisinin hem altında ve hem de üstünde Hakkâri kompleksi tabakaları görüldüğüne göre, teknil Cilo Dağları konkordan muhteşem bir üye durumundadır Masif kireçtaşı üzerinde Cilo serisinde saf fliş yoktur. Cilo üyesi, Hakkâri kompleksi flişinin bir çakıltaşı seviyesini takibeder; beyaz kireçtaşı, kırmızı ve yeşilimsi yeşil kayaç sokulmalarıyla yollu veya breşimsi, beyaz, ince tabakalı kireçtaşı, kırmızı marnlı kireçtaşı, gri kireçtaşı ve radyolaritten müteşkkildir (Altınlı, 1966).Yüksekova yamaçlarında ardalanmalı gre, kalker ve şistler mevcuttur. Dalışlar ovaya doğru oldukça şiddetlidir. Yüksekova; Kuvaterner depoları ile dolmuş, drenaj bakımından yoksun, henüz hiç yarılmamış ve dış drenaja çok yakın bir zamanda bağlanmış olması gereken keskin çevreli bir iç depresyondur (Erinç, 1953).

Cilo Dağları jeolojik gelişimi ve değişimi içerisinde şüphesiz ki en önemli dönemlerden bir tanesi de Pleyistosen dönemidir. Bu dönemde meydana gelen iklim değişimleri ile beraber yaşanan buzullaşma ve bunun meydana getirdiği buzul şekilleri günümüze kadar gelmiştir. Bu buzullaşmanın günümüze göre ortalama 700 metre daha aşağılara inmiştir (Erinç, 1952a, 1952b; Bobek, 1937). Günümüzdeki buzullar da o dönemin devamı niteliğindedir.

Cilo Dağları’nda stratigrafi büyük ölçüde tektoniğin hükmünde gelişmiştir. Cilo Dağları Arabistan ve Avrasya levhalarıyla Anadolu levhasının tektonik hareketlerinin bir ürünüdür. Bu levhaların Orta Eosen ve Miyosen’de (3. Zaman sonları) birbirine yaklaşması sonucunda gelişen prokizmal (toplu yükselme),

nitelikli orojenez fazları ile tektonik çatı sağlanmıştır. Bu yapısal hareketler sonucunda alan kuzey-güney yönlü, tektonik kuvvetlerin etkisinde kalmış otokton birimlerin üzerine allokton örtüleri ile ilerlemiştir. Bundan dolayı saha Alp Himalaya orojenezinin bir devamı niteliğinde gelişip faylar, kıvrımlar, yapraklanma ve heyelanlara çok sahne olmuştur (Alaeddinoğlu, 2010).

Tektonik gelişimle alındığında Üst Kretase-Paleosen Iranid, Torid ve Anatolid kuşaklarında azçok farklı fakat girift fasiyeslerde gelişebilmiş, türlü yersel adlar kazanmıştır. Orojenik fliş, inisiyal magmatizma veya kireçtaşı, yahut her ikisinin de karışık gelişmesiyle çok farklı görünümündedir. Çökeltmedeki sadeliği bulantı akıntıları, efüzyon tektoniği ve çekim tektoniği bozmuştur. Üst Kretase Paleosende tuzlu ve jipsli fasiyes ve daha ziyade dislokasyonlu kuşaklarda metamorfik fasiyes yer yer görülür. Güneyde miojeosenklinal alanına taşma «Cilo serisi»ni vermiştir ki, bir eski yapısal yükselim üzerindedir. Burada Üst Kretase Paleosen masif kireçtaşı üzerinde diskordanslığı belli olmayan siyah marnlı kireçtaşıyla başlayabilir (Altınlı, 1966).

3.2. Jeomorfolojik Özellikleri

Cilo Dağları Türkiye'nin en arızalı topografyaya sahip dağlık yörelerinden biridir. Doğu Anadolu Bölgesi'nin güneydoğusunu oluşturan ve "Hakkâri Yöresi" olarak adlandırılan alanı içerisinde yer almaktadır. Bu alan kuzeyden Asya ve güneyden Arabistan platformlarının birbirlerini itmeleri veya diğer bir ifadeyle yaklaşmaları neticesinde sıkışmış ve yer yer kıvrımlar oluşturmak ve yer yerde kırılmak suretiyle yükselmiştir. Yükselen bu dağlık alanlar, genellikle kuzeyden güneye ve doğudan batıya uzanan akarsularla parçalanmış, çok dik ve derin vadilerin oluşmasına neden olmuştur. Şüphesiz yörenin bu oluşum sürecinin jeolojik zaman dilimi içerisindeki yerinin yeni sayılması ve maruz kaldığı basınç, morfolojik bir birim olan ovalık alanların son derece sınırlı alanlarla temsil edilmesine neden olmuştur (Alaeddinoğlu, 2010).

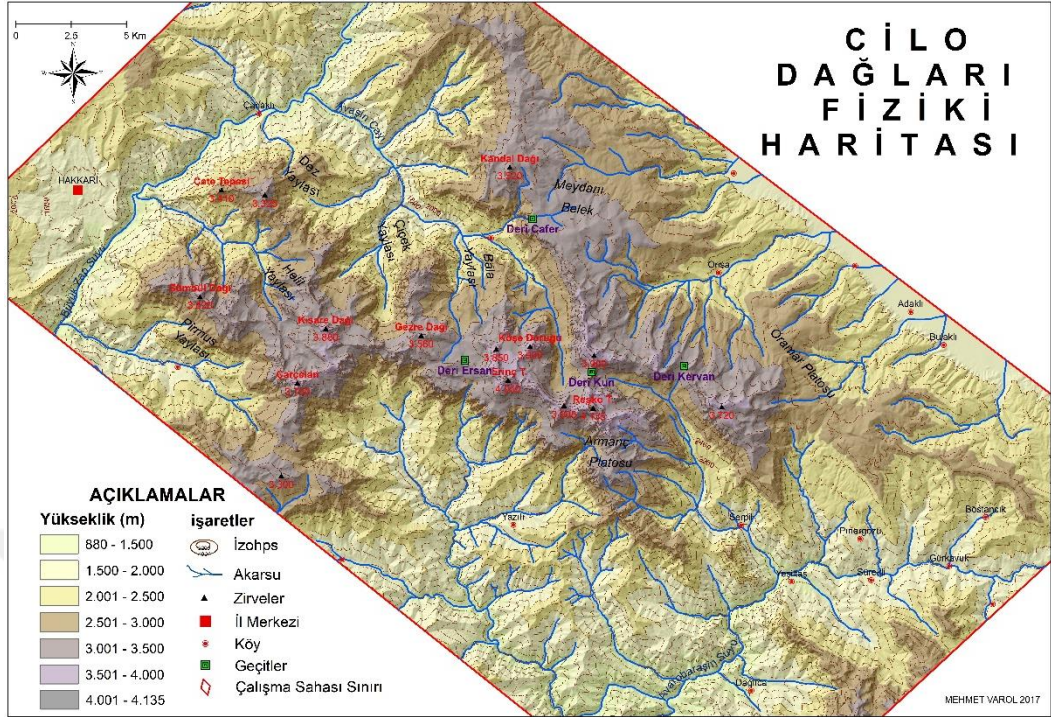
Cilo Dağları, Jeomorfolojik olarak Doğu-Batı yönünde uzanan iki morfolojik birim olarak gruplanmaktadır. Bu birimler, Kuzey Sırası ve Güney Sırası olarak ele alınabilir. Bu iki birim Deri Kûn geçidi ile bir birinden ayrılır. Bu birimler birçok zirve barındırmaktadır. Kuzey Sırasının yükseltisi daha düşüktür.

Cilo Dağları en yüksek noktası Reşko (Uludoruk) Tepesi (4.135 m.) Güney Sırasında yer almaktadır. Cilo Dağları'nın asıl kütlesi ve en yüksek dorukları burada yer alır. Güney Sırası batıdan doğuya doğru sırasıyla Sümbül Dağı (3620 m.), Çarçelan (3700 m.), Kisare (Mirhamza) (3880 m.), Gezre Dağı (3560 m.), Kadın Parmağı (3850 m.), Erinç Tepesi (4050 m.), Köşedireği (Sırebiri) (3900 m.), Bobek Tepesi (3908 m.) ve Reşko Tepesi (4135 m.) şeklinde uzanmaktadır (Şekil 6). Bu zirveler arasında Erinç Tepesi ile Gezre Dağı arasında Deriye Ersan (Aslan Kapı) geçidi yer almaktadır. Aktif buzulların (Erinç Buzulu, Mia Havara Buzulları, Gelyaşın Buzulu) neredeyse tamamı bu zirvelerin kuzey yamaçlarında yer almaktadır.

Kuzey Sırasında ise batıdan doğuya doğru sırasıyla Kandal Dağı (3520 m.), Maunsel Sivrisi (Poyraz Tepe) ve Gelyano (3720 m.) zirveleri vardır. Bu zirveler arasında Deri Cafer ve Deri Kervan geçitleri bulunmaktadır

Bu iki birimin arasında KB-GD (NW-SE) istikametinde uzanan ve kütleyi derince yaran vadiler yer almaktadır. Bu vadiler buzullar tarafından meydana getirilen geniş tabanlı "U" profilli buzul vadileri karakteristiği göstermektedir. Bu vadilerin buzullar tarafından terk edilmiş kesimlerinde fülüviyal vadiler gelişmeye başlamıştır. Vadilerin aşağı kesimlerine inildikçe "V" profilli gelişimi artmaktadır. Bunlar Serpil ve Avasipi vadileridir. Bu vadiler pleistosen döneminde buzullar tarafından işgal edilmiştir (Erinç, 1952b). Dağı iki sıraya ayıran bu iki vadinin birleştiği sırtta "Deri Kûn" adı verilen geçit bulunmaktadır.

Şekil 6: Cilo Dağları ve Çevresinin Fiziki Haritası



Doğuda Serpil ya da Telgui Savi vadisi uzanmaktadır. Bu vadideki en önemli buzul Gelyaşın (İzbrak) buzuludur. Bunun dışında birkaç tane daha irili ufaklı buzul bulunmaktadır. Bu vadi Rubareşin Çayı havzası içerisinde kalmaktadır.

Batıda ise beyaz su anlamına gelen Avasipi (Mia Havara, Mergan) vadisi yer almaktadır. Cilo Dağları buzullarının büyük çoğunluğunu barındıran vadi Büyük Zap Suyu havzasında yer almaktadır. Bu buzullardan en önemlisi Mia Hvara ve Erinç buzullarıdır. Ayrıca bu vadilere kuzeyden ve güneyden katılan birçok irili ufaklı vadi bulunmaktadır.

Çalışma alanında dağlık alanlar ve onların arasında oluşmuş derin vadiler kadar olmasa da platolar da sahanın diğer önemli bir yeryüzü şeklini oluşturur. Platolar ya da beşeri yaşamda yaygın olarak kullanılan ismi ile yaylalar, özellikle hayvancılık adına önemli bir ekonomik getiri iken 1990'lardan sonra yörede başlayan güvenlik sorunları nedeniyle bu özelliğini büyük ölçüde yitirmiştir. Ancak son yıllarda özellikle turizm adına olumlu gelişmeler yaşanmaktadır. Yaylalar birer turizm çekim merkezleri olarak kullanılmakta ve bu kullanım hızla ulusal bir organizasyon haline gelmektedir.

Belli başlı platolar Dez Platosu, Çiçek Platosu, Bala Platosu ve Armanç Platosu olup yöre halkı tarafından hayvancılık amaçlı kullanılmaktadır.

Sahada aktif buzullar ve Pleistosen buzullaşmasının oluşturduğu buzul şekilleri mevcuttur. Buzullaşma sonucunda oluşmuş aşınma ve biriktirme şekilleri bulunmaktadır (Erinç 1952, İzbırak 1952). Çalışmada bu şekiller CBS yöntemleri ile ele alınıp Beşinci Bölüm’de detaylı olarak değerlendirilecektir.

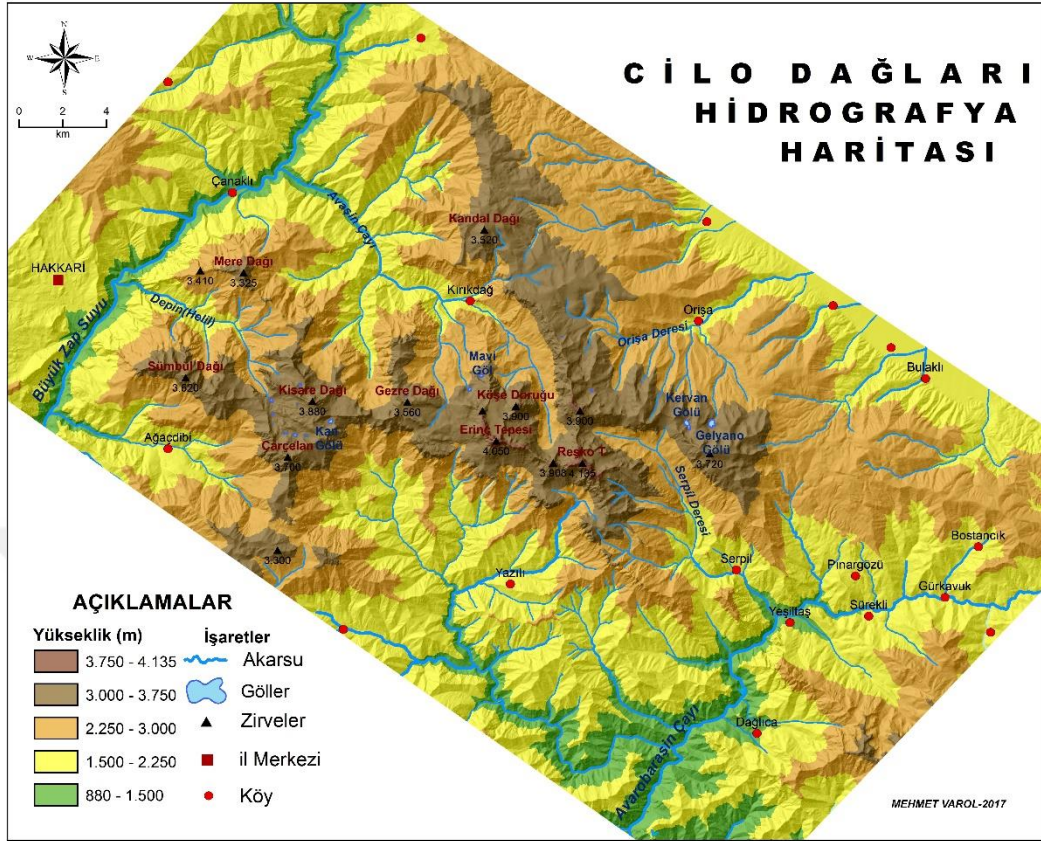
3.3. Hidrografik Özellikleri

Çalışma sahası olan Cilo Dağları’ndan beslenen akarsular, Dicle Nehri Havzası’na dahil olurlar. Drenajın yerleşmesi yapının kontrolunda olmuşsa da, tekâmülle karmaşık ve birleşik bir örnek kazanmış, dolayısıyla da orografyayı değişikliğe uğratmıştır. Dağlık arazide akarsuların eğimleri fazla olduğundan, gürültülü, köpüklü, berrak ve gömük mecralarda akar. Çoğunlukla geçit vermez, karların erimesiyle (sökün suları) ve kaynaklarla beslenirler, akımları mevsimlere göre farklılık gösterirler. Dağ sıralarını tâkip eden akarsu kesimleri uzun, silsileyi enine kesen kısımları kısadır. Kapmalarla ayırtlanan 90° lik dönüşler olağandır (Altınınılı 1966).

Cilo Dağları akarsu drenaj sistemi ve vadi oluşumu halen devam etmektedir. Çünkü Kuaterner’de bir yandan meydana gelen genç tektonik hareketler, bir yandan meydana gelen volkanizma olayları ve diğer yandan iklim özelliklerindeki büyük değişiklikler yöredeki akarsu şebekesinin hemen hemen son şeklini almasını sağlamıştır. Bu akarsu şebekesi, Plio-Kuaterner’den daha yaşlı değildir (Ardos, 1992; Alaeddinoğlu, 2010). Esasen Pleistosen’de hüküm süren buzul (glasyal) ve buzul arası (interglasyal) dönemlerde iklimde birçok salınımlar meydana gelmiş ve bunun sonucunda serin-yağışlı ve sıcak-kurak dönemler birbirini takip etmiştir. Bu da akarsu şebekesinin şekillenmesinde önemli rol oynamıştır. Holosen’de ise iklimin daha ılıman bir özellik göstermesinden ve morfolojik etkenlerin daha durgun (Erol, 1979 Alaeddinoğlu, 2010) olmasından dolayı akarsu şebekesinde önemli değişiklikler olmamıştır.

Cilo Dağları temelde Dicle Nehri’nin kolları olan iki ana akarsuyu beslemektedir. Bunlar büyük Zap Suyu ile Avarobaraşın akarsularıdır (Şekil 7). Büyük Zap Suyu Cilo Dağları’nın batı sınırını, Avarobaraşın ise Cilo Dağları’nın doğu sınırını oluştururlar.

Şekil 7: Cilo Dağları ve Çevresinin Hidrografi Haritası



Büyük Zap Suyu, Van ili sınırları içerisinde Haravil Dağı'nın kuzey yamaçlarından doğar ve güney batı yönünde akarak Albayrak'a, oradan güneye dönerek Başkale'nin doğusundan Hakkari ili sınırlarına girer. Hakkari iline girinceye kadar, çok geniş düzlükler oluşturan Başkale Ovası'nın ortasından akar. Bu ovalar Hakkari'de Bağışlı yöresine kadar uzanır. Bu bölgede vadi pek derin değildir. Büyük Zap Suyu, Mordağ'ın batısına geldiğinde çok derin ve dar bir yarma vadiye sokulur ve yeniden güneybatıya yönelir. Mordağ'ın batı ucunda Yüksekova'nın kuzeydoğusundaki sınır dağlarından kaynaklanan Nehil Suyu ile birleşir. Karadağ ile Cilo Dağı arasındaki dar vadi boyunca akan Büyük Zap Suyu, Hakkari il merkezinden sonra geniş bir yay çizerek Samur Dağı'nın çevresini, batı-güneydoğu yönünden geçerve Çukurca yöresinden Irak sınırlarına girerek yurdu terk eder. Büyük Zap Suyu'nun ülke sınırları içindeki uzunluğu 180-190 km'dir. Bunun, yaklaşık 100 km'lik bölümü Hakkari ili sınırları içerisinde kalmaktadır. Karlarla örtülü yüksek dağlarla çevrili olduğundan suyu her mevsim boldur. Hakkari'nin

Şemdinli ve Dağlıca yörelerinin sularını toplayan Avarobaraşın ile Hacıbey Deresi Büyük Zap Suyu'nun kollarını oluştururlar.

Büyük Zap Suyu vadisi yer yer yarma vadi, yer yer de henüz gelişimini tamamlanmamış (U) profilli vadi şeklindedir. Bu nedenle, vadinin hiçbir yerinde geniş tarım alanları yoktur. Vadi yamaçlarında, bölgenin yükselme hareketiyle uyumlu olarak sekiler oluşmuş ise de buralar çoğunlukla yüzeyin yontulması sonucu birikmiş taş ve molozlarla kaplıdır. Bu düzlüklerde tarım yapma olanağı yoktur (Yurt Ansiklopedisi, 1982; Alaeddinoğlu, 2010).

Büyük Zap Suyu Kretase-Eosen Doğu-Batı ile Doğukuzeydoğu-Batıgüneybatı arasında bir istikamette uzanmış olan bu formasyonları verev olarak kesmektedir. Van iline bağlı Başkale ilçesinden başlayarak Irak sınırına kadar katetmek üzere Güneydoğu Torosları baştan başa keserek bir yarma vadi meydana getirmektedir. Büyük Zap Vadisi postpliosen tektonik hareketler sonucunda oluşmuş antedant bir vadidir (Erinç, 1953, s:95).

Mia Hvara buzulları (Orta, Doğu, Batı) ve Erinç buzullarının da bulunduğu doğu batı yönünde uzanan Avaspi Vadisi ya da Dez vadisinde akan Avaspi akarsuyu Büyük Zap Suyu'na katılır. Bu akarsu buzul ve kar suları ile beslenen ve yılın her döneminde Zap Suyu'nu besleyen önemli bir kaynaktır. Ayrıca bu akarsuya kuzeyden ve güneyden yine buzullar ve kar suları ile beslenen yan kollar katılır.

Zap Suyu'nu besleyen bir diğer önemli kol olan Nehil Çayı da kaynağını Cilo Dağları'ndan almaktadır. Cilo Dağları kuzey sırasının kuzey yamacındaki sular Nehil Çayı Havzası'nı beslerler. Bunlar içerisinde en önemlilerinden biri Orişa Deresi'dir. Kuzey sıranın kuzey yamacındaki bir kaç irili ufaklı sirk buzulları ve kar erimeleri bu dereyi beslerler. Orişa Deresi Yüksekova'nın kuzeydoğusunda Nehil Çayı ile birleşir.

Cilo Dağları'ndan beslenen bir diğer akarsu ise Avarobaraşın Çayı'dır. Avarobaraşın Çayı, Cilo Dağları'yla Sat Dağları arasında kalan çöküntü havzasının sularını toplar. Cilo Dağları'nın en önemli iki vadisinden biri olan Serpil Vadisi'nin suları Avarobaraşın Çayı'na katılır. Serpil Vadisi doğu batı yönünde uzanır. Bu vadede İzbırak Buzulu ve irili ufaklı bir kaç sirk buzulu yer alır. Avarobaraşın Çayı batıdan güneye geniş bir yay çizer ve yaklaşık 35 km aktıktan sonra Irak topraklarına girerek burada Büyük Zap Suyu ile birleşir.

Çalışma alanı göller bakımından zengin olmamakla birlikte Cilo Dağları üzerinde buzul gölleri bulunmaktadır. Cilo Dağları'nın 2500 metreden yüksek yerlerinde özellikle kuzey yamaçlarında büyüklü, küçüklü buzul gölleri görülür. Bu göller sirk buzullarının tamamen erimesiyle sirk çanaklarının sular ile dolması sonucu oluşmuştur. Bu göllerin bazıları dış akışa kapalı çanak şeklinde bazıları ise sonradan akarsuların dış dıranaja açmasıyla gidegeni olan göllerdir. Bunlardan en önemlisi Gelyano Gölü'dür. Gelyana Gölü, Reşko Buzulu'nun 3 km. kadar kuzeydoğusunda, 2.950 m. yüksekliğindedir. Eni ve boyu 250-300 m olan gölün güney vadoğu yamaçları çok diktir. Göl yüzeyinden 100-150 m. kadar yüksekte, daha az eğimli kesim başlar. Buralar sürekli kar ve buzla kaplıdır. Eriyen kar suları 100-150 m. yukarıdan göl içine akar. Gölün fazla suları kuzeyde bulunan bir eşikten boşalır (Yurt Ansiklopedisi, 1982; Alaeddinoğlu, 2010). Kisare Dağı kuzey yamacındaki Kan Gölü ve Bala Yaylası'nda yer alan Mavi Göl diğer önemli göllerdir. Ayrıca Cilo Dağları'nda bulunan Mirgezer Yaylası'ndaki Terazi ve Dola Kervan gölleri bulunmaktadır.

3.4. İklim Özellikleri

İklim, genel olarak yeryüzünün herhangi bir yerinde uzun yıllar boyunca gözlenen tüm hava koşullarının ortalama hava koşullarının yanı sıra, bu olayların yaşanma sıklıklarının zamansal dağılımlarının, gözlenen uç değerlerin şiddetli olayların ve tüm değişkenlik çeşitlerinin birleşimi olarak tanımlanır (Türkeş, 2010, s:54).

Rölyefin oluşmasında dış etmen ve süreçlerin rolü büyüktür. İklim ise bu etmen ve süreçleri belirlemesi bakımından yeryüzünün şekillenmesinde önemli rol oynamaktadır. İklim bu işlevini iki şekilde gerçekleştirmektedir. Bunlardan birincisi; sıcaklık, yağış, nem ve rüzgârlardan kaynaklanan doğrudan; diğeri ise bitki örtüsü ve diğer süreçleri etkilemesinden kaynaklanan dolaylı işlevidir. Yerşekilleri, çeşitli iklim bölgelerinde bu iklimlerin özelliklerine bağlı etmen ve süreçlere göre şekillenmektedir (Kurter, 1979; Bayraktar, 2012).

Cilo Dağları güncel iklim özellikleri jeomorfolojik süreçleri yönlendiren önemli bir faktördür. Çalışma sahasındaki glasiyal, periglasiyal ve flüvyal süreçler iklim özellikleri ile doğrudan ilişkilidir. Ayrıca sahada Pleistosen döneminde

meşdan gelen buzullaşmanın iklim koşullarını anlamak da güncel glasiyal koşulları anlamamız için önemlidir.

Doğu Anadolu Bölgesi'nin Hakkâri Bölümü'nde yer alan çalışma sahası, Hakkâri Yöresi'nin genel iklim özelliklerini yansıtmaktadır. Hakkâri Yöresi'nin genel olarak iklim özelliklerine bakıldığında, Doğu Anadolu'nun şiddetli karasal ikliminin bütün bileşenlerinin görüldüğü bir yöre olduğu ve bu bileşenlerin iklim elemanlarına yansıdığı görülmektedir. Bölgenin kuzey doğusunda yer alan Cilo Dağları'nda karasallığın etkisi artmaktadır. Bölgenin denizden uzaklaşması, yükseltinin artması ve bunun yanında yaz ve kış devrelerin farklı hava kütlelerinin tesiri altında kalması dolayısıyla kış mevsiminin çok uzun şiddetli ve karlı, yaz mevsiminin ise çok kısa ve oldukça sıcak geçmesine neden olmaktadır. Sıcaklık farkı 25 °C'den fazladır (Alaeddinoğlu, 2010).

Ekim sonlarından Mayıs ayına kadar Doğu Anadolu, Sibiryaya üzerinden gelerek Cilo Dağları ve çevresine yerleşen kontinental kutbi havanın etkisinde kalır. Bu hava kütlesi soğuk, ağır ve kuru karakterlidir. Yazın ise daha çok güneyden gelen tropikal hava kütesinin etkisi altına girer. Ancak bu hava kütlesi hiçbir zaman uzun süreli yerleşip kalamaz. Bununla birlikte sahada etkili olan hava kütlesi, yüksek basınçlı soğuk ve kuru kontinental kutbi hava görülür (Erinç, 1953).

Dağlık kütle olan çalışma alanında herhangi bir meteoroloji istasyonu bulunmamaktadır. Çalışma alanına en yakın meteoroloji istasyonu Hakkâri şehir merkezinde bulunmaktadır. Bu istasyonun 1727 metre yükseltide bulunması, 3000 metreyi aşan birçok zirveyi barındıran Cilo Dağları için doğru değerleri vermeyeceği açıktır. Bundan dolayı çalışma alanının iklim elemanları değerleri olarak Hakkâri ilinin ortalama değerleri alınması daha uygun görülmüştür. Hakkâri ilinde, Hakkâri merkez Şemdinli ve Yüksekova olmak üzere 3 adet istasyon bulunmaktadır.

İstasyonlara ait değerleri Hakkâri ili 2015 yılı çevre durum raporundan alınmıştır. Bu yayında ortalama sıcaklık ve ortalama yağış bulunmadığından yıllık toplam yağış miktarı değerleri alınmıştır. Hakkâri ili ortalama sıcaklık (1970-2015) verilerini daha iyi anlamak için Türkiye ortalama sıcaklık (1970-2015) verileri ile karşılaştırmak daha anlaşılır hale gelecektir. Veriler incelendiği zaman beklenildiği gibi 1970-2015 yılları arası Türkiye ortalama sıcaklık değerleri Hakkâri ilinin ortalama sıcaklık değerlerinden yüksek seyretmektedir. Hakari ili ortalama sıcaklık

verilerine bakıldığında ise 1970-2015 yılları arasındaki süreçte 1990 yılında artış, 1990-2014 yılları arasında düşüş yaşanmıştır. 2014 yılında 11,9 °C olan ortalama sıcaklık değeri % 10,9'luk bir artışla 2015 yılında 12,1 °C olmuştur (Tablo 5).

Tablo 5:Hakkari İli ve Türkiye 1970-2015yılları Arası Ortalama Sıcaklık Değerleri Karşılaştırılması

	1970	1980	1990	2000	2011	2012	2013	2014	2015
Türkiye ort.sıcaklık(° C)	13,5	12,7	12,9	13,1	12,8	13,8	13,8	14,5	13,8
Hakkari İli ort.sıcaklık(° C)	10,5	10,4	11,3	10,9	10,5	10,9	10,9	11,9	12,1

Kaynak: Meteoroloji Van Bölge Müdürlüğü, 2015 (Hakkari ili 2015 yılı çevre durum raporu)

Hakkâri ili yıllık yağış miktarı (kg/m²) 1970-2015 yılları arasındaki süreç incelendiğinde ortalama sıcaklık verileri ile yağış miktarının artış ve düşüş yılları ters orantılı bir şekilde seyretmektedir. Nitekim 1980 yılı düşen ortalama sıcaklık beraberinde artan yıllık yağış miktarı ve 1990 yılı artan ortalama sıcaklık ile beraber düşen yıllık yağış miktarı görülmektedir. 2014 ve 2015 yıllarında artan ortalama sıcaklık değerlerine karşın düşen yıllık yağış miktarları görülmektedir (Tablo 6).

Tablo 6:Hakkâri İli 1970-2015 Yılları Arası Yıllık Toplam Yağış Miktarları

	1970	1980	1990	2000	2011	2012	2013	2014	2015
Yıllık toplam yağış miktarı (kg/m ²)	584,7	755,1	641,7	735,9	820,7	855,3	796	675,1	550,3

Kaynak: Meteoroloji Van Bölge Müdürlüğü, 2015 (Hakkâri ili 2015 yılı çevre durum raporu)

İklim elemanları değerlerini aylık olarak da karşılaştırmak mümkündür. Hakkari iline ait iklim elemanlarının aylık değerleri Tablo 7 'de verilmiştir. Tablo incelendiğinde Hakkari'de yıllık ortalama sıcaklık 10 °C, en soğuk ay olan Ocak ayı ortalaması-4,9 °C ve en sıcak ay ortalaması Temmuz 24,8 °C'dir.

Tablo 7: Hakkari İli Aylık İklim Değerleri (Alaeddinoğlu, 2010)

Meteorolojik Elemanlar	Rst. Sür.	AYLAR												Yıllık
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ortalama Sıcaklık (°C)	42	-4,9	-3,5	1,6	7,9	14,1	20,1	24,8	24,5	19,9	12,7	5,1	1,8	10,0
Ortalama Yüksek Sıcaklık	42	0,5	1,0	6,1	12,5	19,1	25,5	30,7	30,7	26,3	18,4	9,9	2,3	15,2
Ortalama Düşük Sıcaklık	42	-8,4	-7,3	-2,3	3,7	8,9	13,6	18,0	17,7	13,5	7,6	1,0	-5,0	5,1
Günlük Ort. Güneşlenme Suresi saat,dak.	31	04:18	05:26	06:03	06:48	09:09	11:58	12:23	11:43	10:18	7:26	5:21	3:54	7:54
Ortalama Bulutluluk (0-10)	31	4,5	4,6	4,8	4,9	3,9	1,9	1,0	0,9	1,1	3,0	4,0	4,6	3,3
Ort. Bulutlu Günler Sayısı (bulut. 2.0-8.0)	31	12,9	12,6	15,9	18,8	20,4	11,6	7,6	6,5	6,9	14,9	13,8	15,1	157,0
Ort. Kapalı Genler Sayısı (bulut. 8.1-10.0)	31	7,5	6,8	6,8	5,4	2,5	0,4	0,0		0,1	2,2	5,2	6,5	43,4
Ort. Açık Günler Sayısı (bulut. 0.0-1.9)	31	10,5	8,8	8,3	5,8	8,2	18,0	23,4	24,5	23,0	14,0	11,0	9,4	164,9
Ortalama Yerel Basınç (hPa)	31	828,3	827,0	826,4	826,8	826,8	825,3	823,8	825,0	828,5	831,0	830,8	829,7	827,5
Ortalama Bağıl Nem (%)	42	70	70	66	61	53	42	37	35	37	53	63	71	54
Ortalama Buharlaşma (mm)					2,0	129,9	246,8	330,6	326,3	232,3	118,6	22,1	11,1	
Ortalama Toplam Yağış Miktarı (mm)	41	89,2	105,6	121,3	131,7	66,1	14,8	3,9	1,9	5,8	59,0	89,4	100,7	789,4
Ortalama Kar Yağışlı Günler Sayısı	31	10,7	9,4	9,1	2,5	0,1					0,0	3,7	8,6	43,3
Ortalama Kar Ortülü Günler Sayısı	31	29,9	27,6	23,0	4,4	0,1						5,3	23,0	113,3
Ortalama Sisli Günler Sayısı	42	0,8	0,9	0,7	0,3	0,1					0,3	0,8	0,8	4,0
Ortalama Rüzgar Hızı (m/s)	31	1,1	1,2	1,6	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,7	1,4	1,1	1,7

Kaynak: Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü

Yağış değerlerine bakıldığında, yaz aylarının kurak ve sıcak, kış aylarının ise yağışlı ve oldukça soğuk geçmekte olduğu görülmektedir. Bahar aylarında ise yılın en fazla yağışı düşer ve hava sıcaklıkları ılık bir karakter göstermektedir. Yıllık ortalama yağışlıgün sayısı 84, yağış miktarı ise 789,4 mm³ olup en fazla yağış Nisan ayında (131,7 mm³), en az yağış da Ağustos ayında (1,9 mm³) düşmektedir. Ayrıca yılda ortalama 113,3 gün kar örtüsü görülmektedir. Bölgedeki nem ortalaması yıllık ortalama % 54, ortalama yerel basınç ise 827,5 mb.'dir

Yağışın aylara göre ortalama değerlerine bakıldığında 131,7 mm ile en yağışlı ayın Nisan ayı olduğu ve en az yağışlı ayın ise 1,9 mm ile Ağustos ayı olduğu görülmektedir. Tablodan da anlaşılacağı üzere en yağışlı ay ile en az yağışlı ay arasındaki yağış değeri oldukça yüksektir. Yaz ayları boyunca yağış değerleri oldukça düşük seyretmektedir. İldeki yağışın seyri bu anlamda tipik bir Akdeniz iklimi yağış grafiğine benzer bir durum arzeder. Haziran ayının ilk günleri hariç, ilde Haziran

ayının son 20 günü, Temmuz, Ağustosve Eylül aylarının tamamında yağış değerinin toplamı ancak 18 mm'yi bulmaktadır. Bu da aylık ortalama toplam yağışın 4-5 mm'de kaldığını göstermektedir. Diğer bir ifadeyle dört ayda düşen toplam yağış yıllık yağışın yalnızca % 2, 3'üne denk gelmektedir. Hatta Haziran ayının ilk 10 gününü de dahil ettiğimizde bu değer toplam yağışın % 3.3'ne karşılık gelmektedir. Görüldüğü üzere yaz aylarında bir yağış sorunu vardır ve bu sorun başta akarsuların taşıdıkları su miktarını ve daha önemlisi tarımsal faaliyetleri önemli ölçüde sınırlandırmaktadır. Yaz ayları en az yağışın düştüğü mevsim olmasına karşın en yağışlı mevsimin ilkbahar olduğu tablodan anlaşılmaktadır. Toplam yağışın % 40,2'si bu mevsimde düşmektedir (Alaeddinoğlu, 2010 s;43).

Çalışmada iklimle ilişkili olan ve değinilmesi gereken bir diğer önemli konu ise küresel ısınma veya bir diğer ifadeyle iklim değişikliğidir. İklim değişikliği Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çevre Sözleşmesi'nde (BMİÇS); karşılaştırılabilir bir zaman döneminde gözlenen doğal iklim değişikliğine ek olarak, doğrudan ya da dolaylı olarak küresel atmosferin bileşimini bozan insan etkileri sonucunda iklimde oluşan bir değişiklik biçiminde tanımlanmıştır (Gönençgil, 2008).

Günümüzde küresel ısınmayla meydana gelen iklim değişimleri dünyamızın jeolojik tarihi boyunca bir çok defa yaşanmıştır. Bu devirlerde görülen iklim değişimleri doğal süreçlerle oluşmuştur. İklim değişimlerinin en etkili olduğu alanlardan biri buzullardır. İklim değişimleri buzul kütlelerinde alansal ve hacimsel değişimlere yol açmaktadır. Çünkü buzulların oluşumu ve gelişimi üzerinde rol oynayan iklim elemelerindeki değişimler buzul bütçeleri üzerinde doğrudan etkili olmaktadır. Yağış azlığı ve artan sıcaklık negatif etki ederken, artan yağışlar ve sıcaklıklardaki düşüşler pozitif etki ederek buzul sahalarının genişlemesini sağlar. Bu süreçler içerisinde günümüz için en önemlilerinden bir tanesi Pleistosen dönemi meydana gelen değişimlerdir. Bu dönemde bir çok buzul (glasiyal) ve buzularası (interglasiyal) dönem yaşanmıştır. Pleistosen'in nemli ve soğuk dönemlerinde dünya genelinde buzullarda bir ilerleme görülürken, Pleistosen'in sıcak ve kurak olan interglasiyal dönemlerinde ise buzullarda bir gerileme olmuştur. Ülkemizde Pleistosen'in nemli ve soğuk dönemlerinde özellikle son buzul çağı Würm'de daimi kar sınırı bugüne oranla 400-1500 metre kadar alçalmış ve buna bağlı olarak Türkiye'de buzul sahalarının genişlediği görülmektedir (Bahadır ve Dikbaş, 2011).

Nitekim bu süreçte çalışma alanımız olan Cilo Dağları'nda da buzullaşma yaşanmıştır. Şiddetli buzullaşmanın yaşandığı dönemde buzullar daha aşağı seviyelere inmiş (ilerleme) buzul arası dönemde ise üst yükseltilere (gerileme) çekilmiştir. Pleistosen buzullaşmasının izlerini gösteren Cilo Dağları'nın Büyük Zap Suyu vadisinde 1500 m rakımda moren depoları tespit edilmiştir (Wright, 1962). Pleistosen sonlarına doğru iklimde meydana gelen değişimle sıcaklık artmıştır. Bu şartlara bağlı olarak daimi kar sınırı çizgisi yükselmiştir. Bu çizginin üstünde yeralan dağlık alanlardaki buzullar korunabilmiştir. Cilo Dağları'nda halen aktif olarak bulunan buzullar da bu daimi kar çizgisinin üzerinde yeralan buzullardır. Günümüzde halen bu daimi kar çizgisi gerilemektedir ve buzul alanı daralmaktadır. Cilo Dağı Pleistosen daimi kar çizgisi Bobek'e göre 2600-3000 (Wright, 1962) aktif daimi kar çizgisi ise 3000-3600 (Erinç, 1952b) metrede geçmektedir.

Günümüz iklim değişiminde hiç şüphe yok ki insanın etkisi vardır. Küresel iklim değişimlerinin etkisini ortaya koyan bir çok gösterge vardır (Deniz seviyesi değişimleri, mevsimsel değişiklikler, buzullardaki değişiklikler vb.). Bu göstergelerden en önemlilerinden biri de buzullardaki değişikliklerdir. Buzulların çekilmesi, iklim değişikliğinin kar ve buzla ilgili sistemler (kriyosfer) üzerindeki etkisine ilişkin gösterge olarak kullanılabilir. Söz konusu göstergeler tek başına sistemin tamamını ifade etmeyebilir ancak bir sistemin değişmekte olduğu ve bu değişikliklerin hangi yönde ve boyutta olduğu konusunda açık ipucu verebilir (AÇA, 2004; Yavaşlı, 2009).

3.5. Bitki Örtüsü

Yeryüzünde herhangi bir sahadaki doğal bitki örtüsünün özellikleri doğrudan iklim, yükselti ve toprak şartlarıyla ilişkilidir (Özçağlar,1997). Doğal vejetasyonun (bitki örtüsünün) tür, yoğunluk ve biçim açısından dağılışı doğrudan iklimin denetimi altındadır (Türkeş, 2010).

Cilo Dağları'nda genellikle gür bir bitki örtüsü yoktur. Fakat dağın kuzey ve güney yamacıyla vadi etekleri yer yer orman, funda ve çalılıklarla örtülüdür. Doğal bitki örtüsünün yeryüzü şekilleri ile çok yakın ilişkisi vardır. Ağaççıklar derin vadilerden dağın yüksek yamaçlarına doğru sokulur. Dik yamaçlarda kar ve buzul süpürmesi nedeniyle doğal bitki örtüsü hızla gerilemiş durumdadır. Doğal olarak

yetişen türler arasında meşe, huş, ardıç, titreğ kavak ve Akdeniz bitkisi türleri yer almaktadır (Alaeddinoğlu, 2010).

Cilo Dağları'nın Büyük Zap Vadisi'ne bakan yamaçlarında ardıç ve söğütten oluşan bozuk korular ve meşeden oluşan baltalık ormanlar vardır. En çok rastlanan ağaç meşedir. Bunlar yamaçlarda, seyrek ve kısa boylu, vadi tabanlarına yakın yerlerde ise, sık ve yüksek oranda gelişmektedir. Meşe yetişen kesimlerde yabancı meyve ağaçlarıyla, alıç ve ardıç da bulunmaktadır (www.hakkari.gov.tr).

3000 m'den sonra tedrici olarak doğal bitki örtüsü ortadan kalkar ve sıcaklık isteği az olan ve seyrek bir doku gösteren bitkiler 3400 metrelere kadar yaşarlar. 3400-3500 metre yükseltiden sonra bitki örtüsü hemen hemen tamamen ortadan kalkmaktadır. 3.500 metreden sonra, sürekli kar kuşağına girilir. Bu kuşakta yer yer, yere yapışmış gibi duran Alp bitkileri soyundan yosunlara rastlanır. Sürekli kar altında bulunan kuşağa yakın kesimlerde, her zaman ıslak olan yerlerdeki gevenlikler, yaz mevsiminde yeşil kalır ve çayır görünümü alır. Burada gevenlerle karışık olarak çalılıklar ve yüksek otlar bulunur (Alaeddinoğlu, 2010).

Tarihi süreçler boyunca yerleşime açılmış olan Cilo Dağları ve çevresinin bitki örtüsü insanlar tarafından tahribata uğratılmıştır. İnsanoğlu gerek yakacak gerekse inşaat malzemesi için kullandığı ormanların doğal bitki örtüsünün değişmesine neden olmuştur. Bunun sonucunda bugün ormanların doğal yetişme alanları steplerle kaplanmıştır. Böylece çok yüksek eğim değerlerine sahip olan dağlık kütleinin aşırı erozyona uğramasına neden olmuş ve olmaya devam etmektedir.

3.6. Beşeri ve İktisadi Özellikler

Çalışma alanının dağlık olması dolayısıyla hayat şartları güçtür ve her açıdan bir mahrumiyet bölgesi konumundadır. Alanda yerleşme sayısı oldukça azdır. Olan yerleşmeler de dağlık konumdadır. Bu yerleşmeler çoğunlukla akarsu kenarında ve taraçalar üzerine kurulmuştur. Yerleşmeler açısından çalışma alanı çevresinde bulunan en büyük yerleşme Hakkâri il merkezidir. Hakkâri nüfus dağılışı bakımından Türkiye'nin en seyrek nüfuslu illerinden biridir. Toplam nüfusu az olan ilin, nüfus yoğunluğu da ülke ortalamasının altındadır. Nüfus yoğunluğunun az olması bölgenin fiziksel yapısı, ekonomik ve sosyal sorunlarıyla yakından ilgilidir. İlde dağlık alanların geniş yer kaplaması, yerleşmeyi (dolayısıyla kentleşmeyi) olumsuz etkilerken, dağlık bir yerleşmeyi zorunlu kılmaktadır. Hakkâri'de ekonomik

faaliyetlerin sınırlılığı, kalkınma oranının düşük olması ve bölgedeki güvenlik sorunları, ilden diğer illere doğru göçe neden olmaktadır. Bu olumsuzluklara rağmen Hakkâri nüfusunun seyrek olması, doğa üzerindeki insan baskısını sınırlandırmıştır. Bu durum geniş bir alanın doğallığını sürdürebilmesine olanak tanıyarak doğaya dayalı turizm türlerinin gelişimi açısından fırsat oluşturmuştur (Kamacı, 2015).

Cilo Dağları'nın eteklerinde kurulmuş bir kaç adet köy bulunur. Bunlar içerisinde en önemlileri Orişa, Serpel ve Kırıkdağ köyleridir (Şekil 6). Bu köyler buzul tırmanışları ve dağ yürüyüşleri güzergâhları üzerinde yer alır. Alanın iklimi ve yer şekilleri yerleşmede kullanılan malzeme üzerinde etkilidir. Evler geleneksel olarak yığma taş, kerpiç ve toprak damlı evlerden oluşmaktadır (Kamacı, 2015).

Ekonomik olarak ziraat ve hayvancılık yapılır. Şiddetli uzun kıştan ve kurusıcak yazdan dolayı tarım faaliyetleri sınırlıdır. Alandaki akarsuların oluşturduğu derin ve dar vadilerden dolayı, tarım alanları çok sınırlıdır. Akarsuların oluşturduğu küçük tarım alanları ve yapay taraçalar dışında tarıma elverişli alan hemen hemen yok gibidir. Bu alanlarda da çoğunlukla, buğday ve arpa ekilmektedir. Ayrıca elma ve dut üreticiliği başta olmak üzere, bağcılık da yapılmaktadır. Ancak sayıları az da olsa son yıllarda meyve ağacı çeşidi ve bahçe sayısında bir artış görülmektedir (Alaeddinoğlu, 2010). Tarım, akarsuların geniş vadiler oluşturduğu yerlerde, vadi tabanlarında yapılır. Ayrıca bu dar alanda yapılan tarımın sulama sorunu vardır. Şiddetli kuru yazdan dolayı tarımda sulamaya ihtiyaç vardır. Akarsuların vadileri derin bir şekilde yarmış ve tarım alanlarına göre çok alçakta akmasından dolayı sulama imkânlarını güçleştirmekte ve maliyeti arttırmaktadır.

Yörenin en büyük gelir kaynağı hayvancılığa özellikle mera hayvancılığına dayanmaktadır. Geleneksel göçebe hayvancılık yaygındır. Geniş mera ve otlakların olması hayvancılık için uygun ortam oluşturmuştur. Daha çok küçükbaş hayvancılık yapılmaktadır. Hayvancılık yapılmasında yayla kültürünün önemli bir etkisi vardır. Yörede yaylalara “Zoma” adı verilir. Cilo Dağları eteklerinde en önemli yaylalar Mergan, Serpel, Bala, Çiçek ve Dez yaylalarıdır (Tansu, 2016). Ayrıca sahada arıcılık faaliyetleri de bulunmaktadır. Alanda yetişen yabani çiçek türleri bu alandaki arıcılık faaliyetlerine özendirilmiştir. Cilo Dağları'nın dağlık ve yükseltisi yüksek olması dolayısıyla ulaşım gelişmemiştir. Sahaya ulaşım vadilerdeki köy yolları ile sağlanmaktadır.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. CİLO DAĞLARI'NDA AKTİF BUZULLAR

4.1. Türkiye'nin Aktif Buzul Bölgeleri

Türkiye'nin aktif(güncel) buzulları üç ayrı bölgede ele alınmaktadır. Bunlar (1) Güneydoğu Toroslar, (2) Doğu Karadeniz Dağları boyunca uzanan dağlar ve (3) Anadolu Platosu'na dağılmış yüksek dağlar ve sönmüş volkanlar şeklindedir (Kurter, 1980; Çiner, 2003; Sarıkaya 2011).

Güneydoğu Torosları'nda güncel olarak buzullar Cilo Dağları, Sat(İkiyaka) Dağları ve Kavuşşahap Dağları'nda bulunmaktadır. Doğu Karadeniz kıyısı boyunca uzanan dağlardaki güncel buzullar Doğu Karadeniz Dağları ve Karaçal Dağları'nda bulunmaktadır. Anadolu'nun diğer bölgelerinde yer alan dağlar ise Ağrı Dağı, Erciyes Dağı, Süphan Dağı, Mercan Dağı ve Esence Dağı aktif buzullara sahip olan dağlardır (Şekil 8) (Sarıkaya, 2011).

Şekil 8: Türkiye'de Aktif Buzulların Dağılışı (Sarıkaya, 2011)

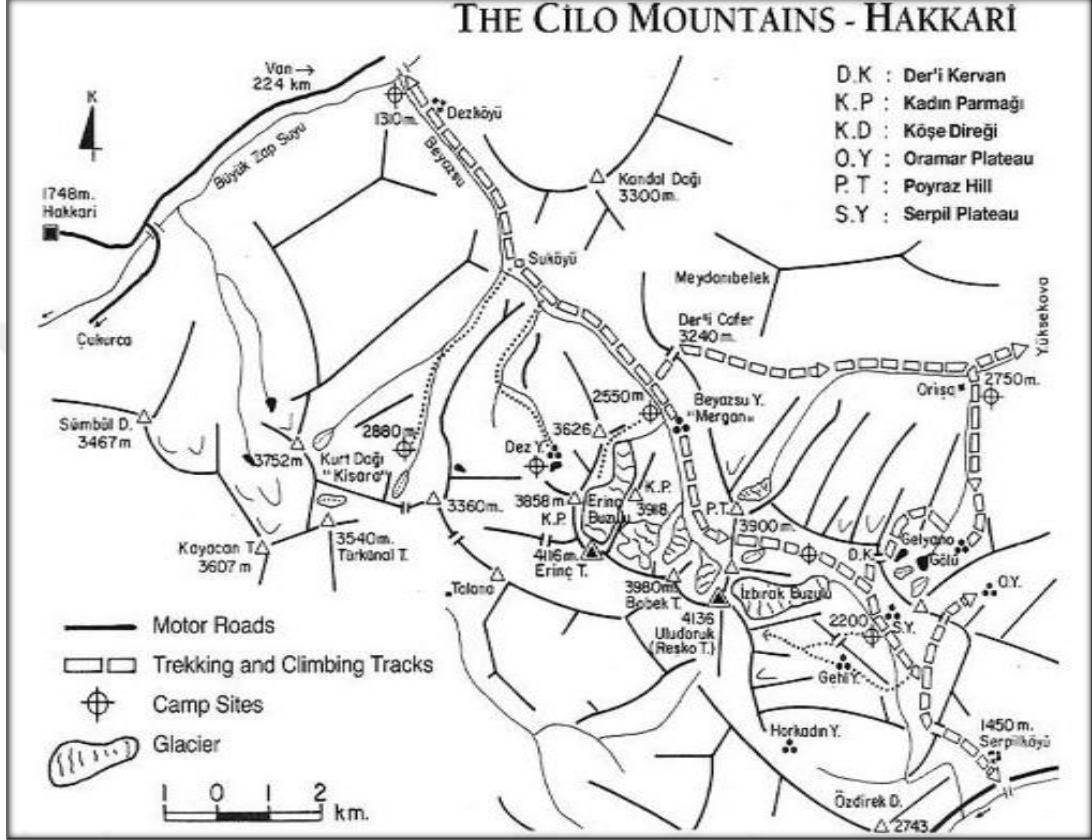


4.2. Cilo Dağları'ndaki Aktif Buzulların Tespiti

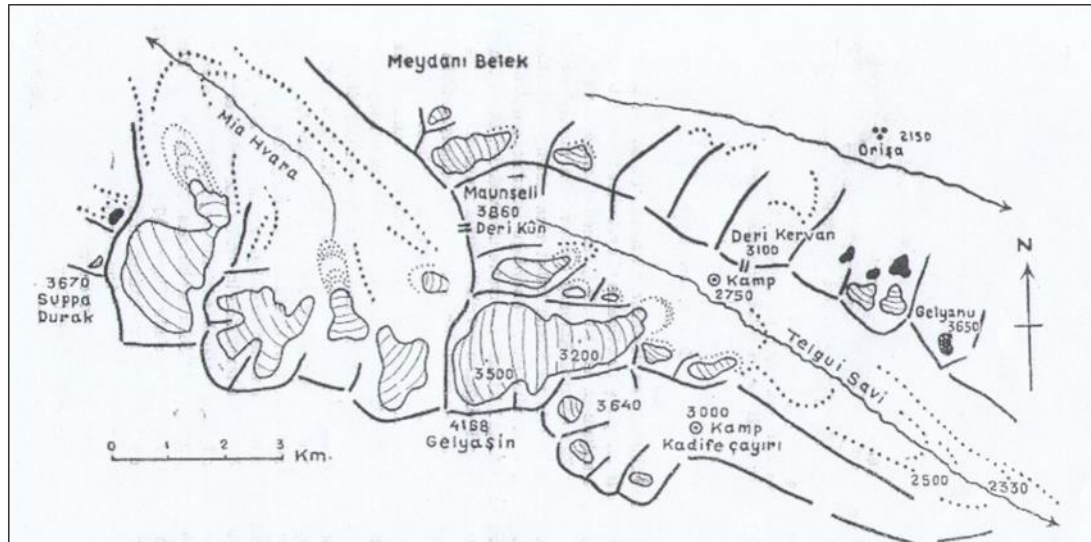
Çalışmada Cilo Dağları'nda bulunan aktif buzullar 1937 – 2016 yılları arasındaki varlığı ve değişim irdelenmektedir. 1937 yılındaki aktif buzullar, Bobek'in çalışmasında çizdiği harita, CBS ortamına aktarılarak tespit edilmiş ve kullanılmıştır (Şekil 9). 1953 yılında Erinç tarafından yayımlanan çalışmada Cilo

Dağları'ndaki 1948 yılına ait aktif buzullar haritalanmıştır. Bu harita da CBS ortamında sayısallaştırılarak dönemin aktif buzulları çalışmada irdelenmiştir (Şekil 10).

Şekil 9: Bobek'in 1940 Yılı Çizdiği Cilo Dağları Aktif Buzulları Haritası (Tansu 2016'dan)



Şekil 10: Erinç 1953 Yılı Çalışmasındaki Cilo Dağları Aktif Buzulları



Uydu sistemlerinin kullanılmaya başlamasından sonraki dönem yani 1970’li yıllardan günümüze kadar olan zaman dilimindeki aktif buzullar ve durumları yaklaşık 10 yıllık periyodlar ile çekilmiş Landsat uydu görüntüleri kullanılarak tespit edilmiştir. Bu kapsamda kullanılan uydu sistemleri ve görüntü tarihleri tablo 8’de görülmektedir.

Tablo 8: Çalışmada Kullanılan Uydu Görüntüleri ve Çekim Tarihleri

Platform-Sensör	Path-Row	Çekilme Tarihi
Landsat 2-MSS	182-034	22.09.1975
Landsat 5-TM	169-034	09.09.1986
Landsat 5-TM	160-034	25.08.1998
Landsat 5-TM	169-034	16.09.2006
Landsat 8-OLI	169-034	11.09.2016

Uzaktan Algılama araçlarından biri olan uydu görüntülerine amaca uygun olarak uygulanan birçok teknik bulunmaktadır. Bu tekniklere örnek olarak, buzulların tespiti, bitki örtüsü ve çeşitliliğinin tespiti, suyun kalitesi ve özelliklerinin tespiti, litolojik çeşitliliğin tespiti veya tarım deseni ve değişimin tespiti verilebilir. Bunlar içerisinde çalışmamızın ana konusu olan buzulların tespitinde kullanılan teknikler aşağıda açıklanmaktadır.

Uzaktan Algılama çalışmalarında buzulların hacim değişimi, topoğrafik değişimi, buzulların dağılışı, buzulların çekilmesi ve ilerlemesi gibi özelliklerin tespiti için buzulların yansıma özellikleri önemlidir. Bu özelliklerin tespitinde kullanılan veri setleri ve bunların kaynağının değişikliği kullanılan yöntemlerde de değişiklik gösterir. Çalışmada kullanılan veri setleri de amaca yönelik olarak belirlenen teknikler ışığında aktif buzullar ve buzullardaki alansal değişim tespit edilmiştir.

Aktif buzulların tespiti için literatürü incelediğimizde birkaç ana yöntem kullanılmaktadır. Bunlar False Color, :Band Aritmetiği ve Band Oranlama teknikleridir. Literatür incelendiğinde bu yöntemleri kullanan birçok çalışma bulunmaktadır (Bunting ve d’Entromont 1982; Dozier, 1987; Allen vd. 1990; Riggs

vd. 1994; Riggs vd. 1994; Bronge, 1999; Xiao vd. 2001; Kesheri vd. 2009; Yavaşlı, 2009; Geçen, 2011; Sarıkaya, 2011; Sibandze vd. 2014; Şatır, 2016).

4.2.1. False Color

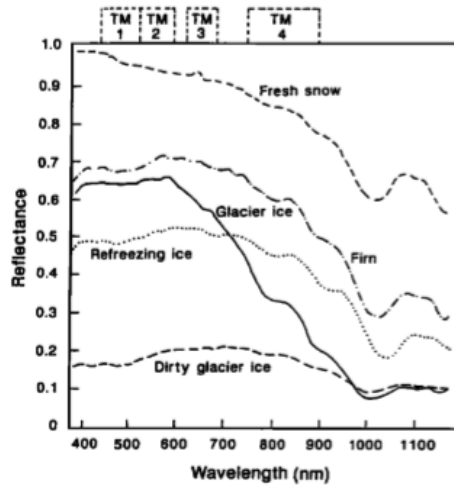
False Color yönteminde görüntüler, renklerin asıl görünüm özelliğinden farklı olarak gösterilir. Görüntüler tespit edilmek istenen nesne belirginleştirilerek ekran üzerinden manuel olarak sayısallaştırılır. False Color yöntemi spektral çözünürlüğü düşük görüntülerde kullanımı uygundur. MSS görüntülerinde buzulların alanın tespitinde bu yöntem kullanılmaktadır. Çalışmamızda 1975 görüntülerinin üzerinden buzullar bu yöntemle sayısallaştırılmıştır.

4.2.2. Band Oranlama

Görüntü dönüştürme işlemlerinde kullanılan yöntemlerden bir diğeri ise band oranlama yöntemidir. Bu işlemde sadece farklı iki bant birbirine oranlanarak yapılır. Band oranlama temelde nesnelerin farklı yansıtma özelliklerine dayanılarak istenilen özelliklerin ön plana çıkarılması ya da keskinleştirmesine dayanmaktadır. Buzul alanlarının tespitinde bu yöntem olumlu sonuçlar vermektedir. Buzul çalışmaları için literatürde (Bronge, 1999; Gecen, 2011) TM4 (0.76 μm) / TM5(0.90 μm) bant oranlama örnekleri bulunmaktadır.

Bu yöntemde en yaygın kullanılan bant oranlama, Landsat TM4/ TM5 (0.76 - 0.90 μm) bantlarıdır. Yakın Kızılötesi ve Orta Kızılötesi batlarına denk gelmektedir. TM4 ve TM5 bantlarında karın, buzulların ve çıplak arazilerin yansıtma özellikleri farklılık göstermektedir (Şekil 11). Yakın Kızılötesi buzullarda en yüksek yansıtma oranına, Orta Kızılötesi en düşük yansıtma oranına sahiptir (Yavaşlı, 2009).

Şekil 11: Kar ve Buzul İçin Farklı Spektral Değerlerinde Yansıtma Grafiği(König vd. 2001)



4.2.3. Bant Aritmetiği

Bant Aritmetiği uydu görüntülerinin bantları üzerinde yapılan matematiksel(çarpma, bölme, toplama, çıkarma) işlemlerdir. Bant Aritmetiği aynı zamanda bir görüntü dönüştürme(transformation) işlemidir.

Bu işlemde görüntünün daha sağlıklı kullanılabilmesi için görüntülere Threshold (Eşik Değer) uygulanmaktadır. Bu değer denenerek ya da literatürden faydalanarak en uygun olan değer kullanılır. Bu denemelerin yapılabilmesi için aynı alanın doğru tespit edilmiş verileri gereklidir.

Bu yöntem Uzaktan Algılama çalışmalarında birçok farklı amaç için kullanılabilir. Aşağıda yalnızca buzul çalışmaları için kullanılan yöntemlere değinilmektedir.

4.2.3.1. NDSI (Normalized Difference Snow Index)

Bant aritmetiği işlemleri kullanılarak görüntü dönüştürme işlemlerinin yapıldığı bir indekstir. NDSI, karın karakteristik göstergesi olan yaklaşık 1,6 µm yüksek görünür yansımaları ve düşük kızılötesi yansımaların veya güçlü absorpsiyonun (emme) birincil göstergesidir (Riggs vd., 1994). İndeks kar örtüsü ile kar örtüsüne benzer yansımaya sahip bulutlar ve diğer nesnelere ayırmak için kullanılır. Görülebilir dalga boyu bölgesinde, birçok bulut tipini ayırt etmek çok zordur, fakat yakın kızılötesi (near infrared) bölgede, bulut yansımaları genellikle en iyi 1,6 µm dalga boyunda olup kar yansımalarından çok daha iyidir. Karın emdiği fakat bulutların yansıttığı yaklaşık 1,6 µm de bulut ve kar yansımalarındaki bu fark kar-bulut ayrımı için kullanılır (Allen vd. 1990; Dozier, 1989; Bunting ve d'Entromont 1982; Riggs vd. 1994). Bu yöntem uydu görüntülerinin yeşil bantları ile orta kızılötesi bantlarının, farklarının toplamlarına bölünmesi ile elde edilmektedir.

$$NDSI = (Green - SWIR) / (Green + SWIR)$$

Lansat Uydusu için;

$$NDSI = (Bant 2 - Bant 5) / (Bant 2 + Bant 5)$$

Not: Lansat8 OLI için; (Bant 3 - Bant 6) / (Bant 3 + Bant 6)

Formül uygulanması sonucunda değerler -1 ile +1 aralığında yer alır. Kar örtüsünün bulunduğu alanlar yüksek indis değerini sahip olur. Elde edilen sonuç için Threshold(eşik değer) uygulanarak doğruluk değeri artırılır. NDSI indisi için daha

önceki yapılan çalışmalarda (Allen vd. 1990; Dozier, 198; Bunting ve d'Entromont 1982; Riggs vd. 1994) en uygun threshold değeri olarak 0.40 olarak önerilmiştir.

Bu çalışmada aktif buzulların tespitinde Landsat TM ve Landsat OLI görüntüleri için bu yöntem kullanılmış ve Threshold değeri olarak da 0.40 değeri kullanılmıştır.

4.2.3.2. NDSII (Normalized Difference Snow & Ice Index)

Bu yöntem ilk defa Xiao vd. (2001) tarafından tanımlanmıştır. Xiao vd. daha önceki çalışmalara da değinerek buzul ve kar tespiti için TM3 bandının da faydalı olabileceğini önermişlerdir. Landsat TM ve SPOT VGT için ayrı ayrı formüller geliştirilmiştir.

Landsat TM için formül;

$$NDSII = (TM3 - TM5) / (TM3 + TM5)$$

4.2.3.3. NDGI (Normalized Difference Glacier Index)

Kar ve buzul ayırımı yapmak için kullanılan bir diğer indis NDGI'dir. İndisin formülünde görülebilir spektral bantlar (yeşil ve kırmızı) kullanılmaktadır.

$$NDGI = (Yeşil - Kırmızı) / (Yeşil + Kırmızı)$$

$$\text{Landsat için; } (Bant 2 - Bant 3) / (Bant 2 + Bant 3)$$

4.2.3.4. Normalized Difference Principal Component Snow Index (NDPCSI)

Uzaktan Algılamada dijital verilerin analizinde kullanılan önemli bir diğer istatistiki yöntemde Temel Bileşen Analizi olarak çevrilen Principal Component Analysis (PCA) işlemidir. PCA yüksek korelasyonlu veri kümesinde eğilimleri ve şekilleri (şablonları) bulmak için kullanılan matematiksel-istatistiksel bir tekniktir (Aronoff, 2005). Ham uzaktan algılama verilerine uygulanan PCA ile orijinal veriden daha yorumlanabilir veri elde edilir. PCA'nın avantajı, bir dizi bandın içeriği sadece iki ya da üç bant içeriğinesıkıştırılarak kullanılabilmesini sağlamasıdır (Redyy, 2008). Verinin işlenmesinin ön aşaması olan bu dönüştürme sonucunda veriler otomatik olarak sınıflandırılıp kullanılabilir.

NDPCSI, PCA yöntemi kullanılarak geliştirilmiş olan indekstir. Sibandze vd. (2014) tarafında geliştirilmiş ve Güney Afrika Cumhuriyeti'nin Koue Bokkevel dağlarına uygulanmıştır. NDPCSI için ortaya konulan formül şu şekildedir.

$$NDPCSI = (PC_{brightest} - PC_{darkest}) / (PC_{brightest} + PC_{darkest})$$

4.3. Cilo Dağları'nın Aktif Buzulları ve Değişimi

Güneydoğu Torosları grubunda yer alan Cilo Dağları, Türkiye'nin en önemli aktif buzul sahasını ve en uzun buzulları barındırmaktadır (Erinç, 1952b). Sahada yazlar sıcak ve kurak, yükselti ve kontinentalitenin etkisiyle sert karasal iklim özellikleri olduğuna daha önce değinilmiştir. Sahaya en yakın istasyon Hakkâri istasyonuna göre yağış 700 mm civarındadır. Sahada buzulların bulunması ve gelişimi; bakı etkisi, yarılmanın çok fazla olması, yağışların büyük bir kısmının kışın kar şeklinde olması ve bunun sonucunda ablasyon etkisinin azalmasıyla ilgilidir. Yarılmadan dolayı oluşan gölge etkisi buzulların korunmasına pozitif etki yapmaktadır. Aktif buzulların tamamı kuzey yamaçlarda yer almaktadır. Bunun en temel sebebi bakı faktörüdür. Ülkemizin kuzey yarım kürede yer almasından dolayı kuzey yamaçlarının güneşlenme süresi az ve güneş ışınlarının geliş açısı dardır. Ayrıca sahada yağış getiren rüzgârlar güney ve güneybatı istikametinde olmasına rağmen buzullar dağın kuzey ve kuzeydoğu yamacında yer almaktadır. Bunun temel sebebi de kuzey yamaçlarında yarılmanın ve gölge etkisinin fazla olmasıdır. Buzullar büyük olasılıkla 19. yüzyılın ikinci yarısından itibaren devam eden bir incelleme ve gerileme halindedir (Erinç, 2010).

Cilo Dağları'nda yer alan aktif buzulların haritalanması ve dağılışı hakkında ilk bilimsel çalışma Alman dağcı Hans Bobek (Bobek, 1940) ve ekibi tarafından yapılmıştır. 1937 yılında 8 Eylül – 8 Ekim tarihleri arasında Berlin üniversitesinden Hans Bobek başkanlığında, 5 kişilik Alman dağcı ekip Cilo Dağları'nda çalışma gerçekleştirmişlerdir. Bu etkinlik sırasında Reşko (4135 m.) zirvesi de dahil olmak üzere 20 ana zirvenin ilk tırmanışları yapılmıştır. Bu tarihte tırmanılan dağların büyük çoğunluğu hala ilk ve tek tırmanışları halinde duruyor (Tansu, 2016). Bu ekip tarafından yapılan çalışmanın en önemli yanı çizilmiş olan haritadır. Bu haritada aktif buzullar, zirveler ve çevreleri ayrıntılı bir şekilde çizilmiştir (Şekil 9). Nitekim bu çalışmada bu harita koordinatlanarak, dönemin aktif buzullarını irdelemek için kullanılmıştır. Ayrıca Bobek ve ekibi yapmış oldukları bu çalışma esnasında sahayı fotoğraflamışlardır (Foto 2).

Foto 2:Dağlıca (Oramar) Köyünden Cilo Dağları Foto: Hans Bobek (Tansu 2016'dan)

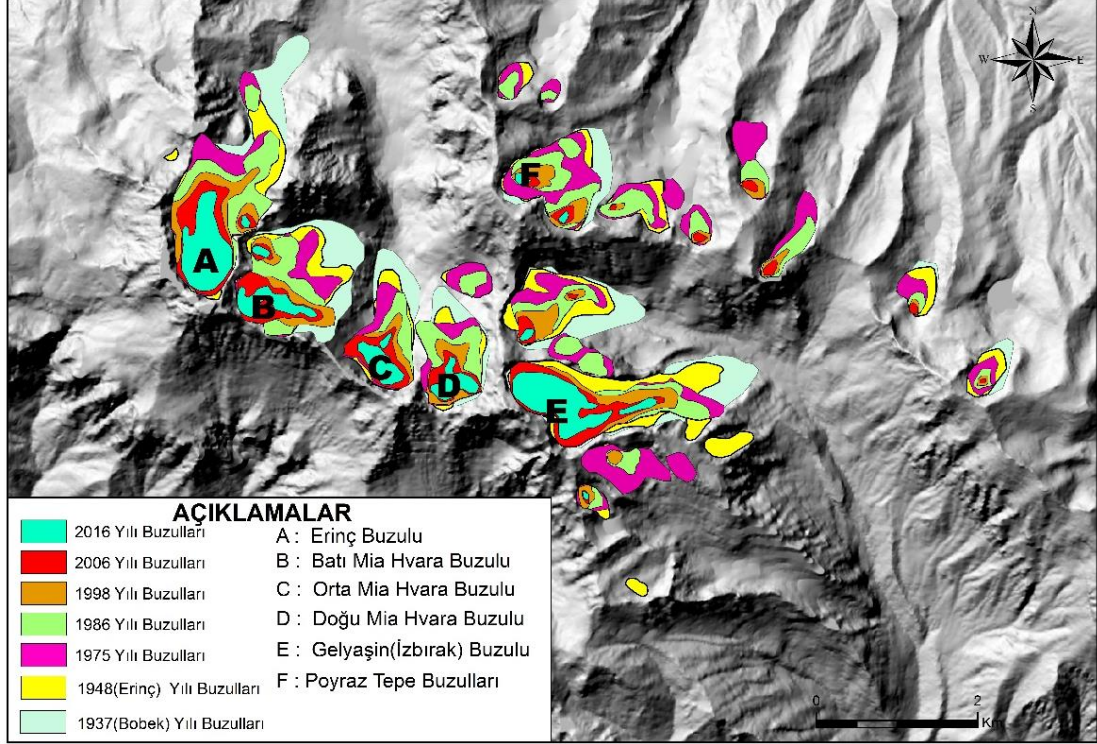


Bobek ve ekibinin yaptığı çalışmadan sonra Cilo Dağları'nda bulunan aktif buzullar 1948 yılında Erinç tarafından saha çalışmaları ile araştırılmıştır (Erinç 1952a, 1952b ve 1953). Bu çalışmada Erinç'in çizmiş olduğu harita (Şekil 10) sayısallaştırılarak buzulların o dönemdeki durumu irdelenmiştir.

Uydu Sistemlerinin faaliyete geçmiş olduğu 1970'li yıllardan itibaren Cilo Dağları'daki aktif buzullar çalışma amacına uygun olarak belirlenen yıllara (1975, 1986, 1998, 2006 ve 2016) ait Landsat uydu görüntüleri üzerinden tespit edilmiştir.

Çalışmada 1937-2016 yılları arası yaklaşık 80 yıllık aktif buzulların durumu ve değişimi haritalanmıştır (Şekil 12). 1937 yılında yapılan Bobek'in çalışmasında küçük sirk buzulları dikkate alınmayıp büyük ana buzullar haritalanmıştır ve toplam buzul alanı 11.195 km² olarak hesaplanmaktadır. 1948 yılında Erinç tarafından tespit edilen ve haritaya dökülen toplam aktif buzul 8.865km² alan kaplamaktadır. Bu çalışmada uydu görüntülerinden tespit edilen aktif buzul alanları 1975-1986-1998-2006-2016 yılları için sırasıyla 10.56, 6.96, 4.12, 3.26 ve 2.02 km² olarak hesaplanmaktadır (Tablo 9, Grafik 1).

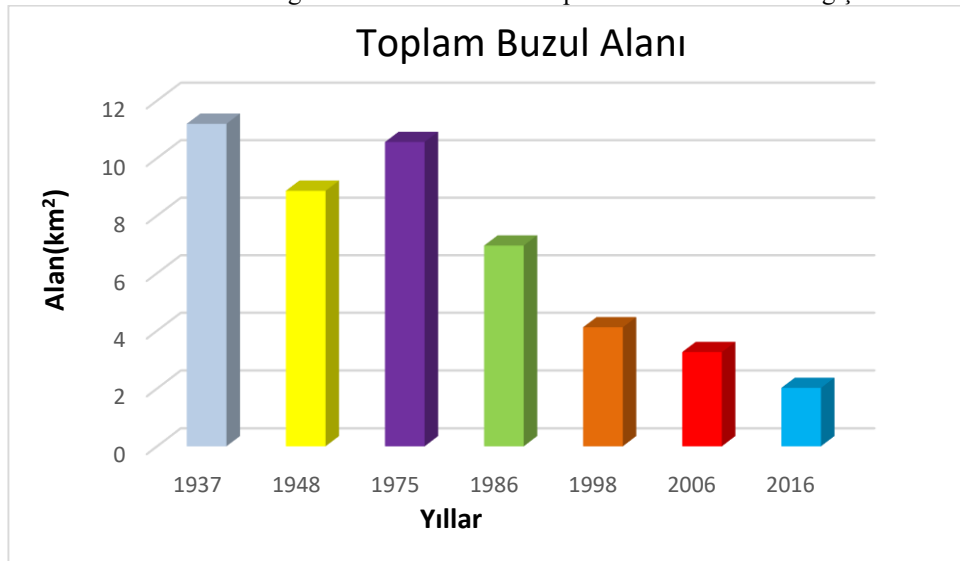
Şekil 12: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları Aktif Buzulları ve Değişimi



Tablo 9: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları toplam Buzul Alanı ve Değişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	11,195	8,865	10,56	6,96	4,12	3,26	2,02

Grafik 1: Cilo Dağları 1937-2016 Yılları toplam Buzul Alanı ve Değişimi



Bobek ve Erinç'in haritalarından elde edilen buzul alanlarının bu çalışmada uydu görüntülerinden tespit edilen sonuçların aynı kategoride değerlendirilmesi yanlış sonuç vermektedir. Çünkü Bobek ve Erinç sadece belli başlı ana buzulları haritalamış olup uydu görüntülerinden sahada bulunan bütün buzullar tespit edilmiştir. Bu bağlamda Bobek ve Erinç'in çalışmalarındaki buzulları ayrı bir grupta değerlendirmek gerekir ki 1937'de toplam buzul alanı 11,195 km² iken bu buzullar 1948 yılında 8,865 km² alana düşerek 11 yılda yaklaşık % 21'lik kısmı eriyerek ortadan kalkmıştır. Uydu görüntülerinden tespit edilen sonuçları ikinci bir grupta değerlendirmek gerekirse 1975 yılından 2016 yılına kadar 41 yıllık süreçte buzulların yaklaşık 4'te 3'ü ortadan kalkmıştır.

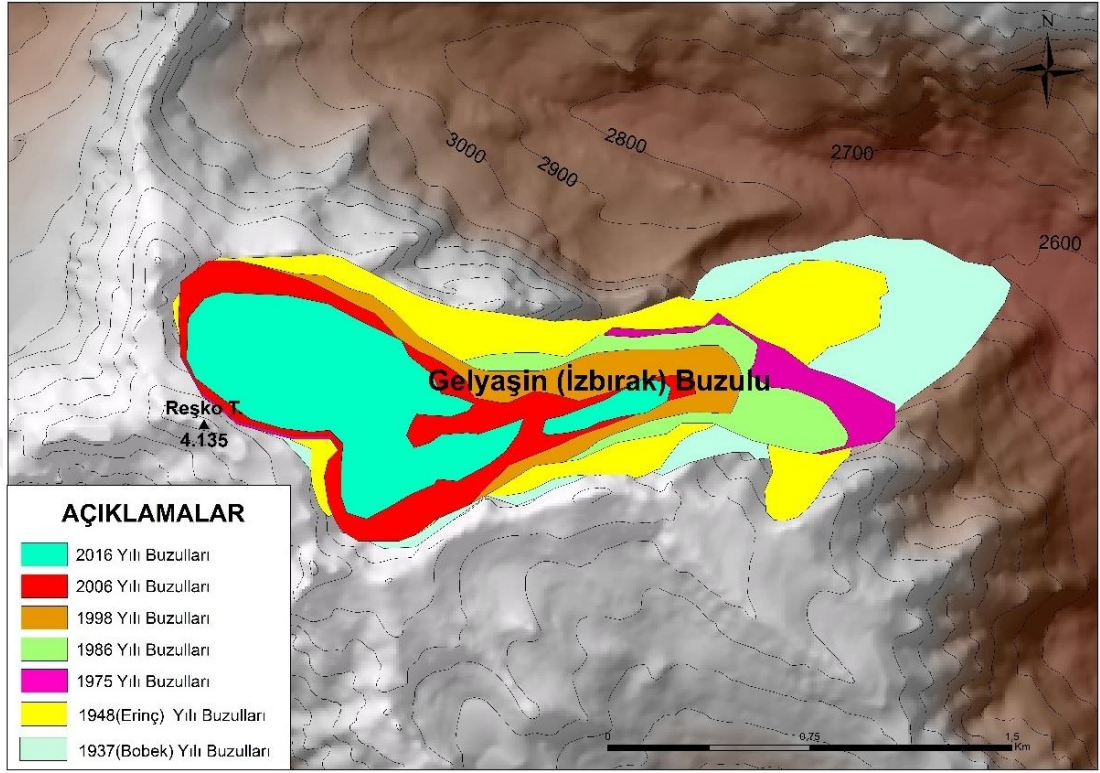
Toplam buzul alanları itibari ile Bobek ve Erinç'in haritalarından elde edilen buzul alanlarının uydu görüntülerinden tespit edilenler ile kıyaslamak yanlış olup ancak ana buzulların tek tek ele alınması, bu kıyaslamaların yapılmasını mümkün kılmaktadır. Çünkü Bobek de, Erinç de, uydu görüntülerinde de her bir buzul detaylı ve tek başına ele alınmıştır. Dolayısıyla çalışma sahasındaki aktif buzullar ayrı ayrı ve detaylı olarak aşağıda incelenmektedir.

4.3.1. Gelyeşin(İzbırak) Buzulu

Gelyeşin (İzbırak) Buzulu Reşko Tepesi'nin (4.135) doğu yamacında Serpil Vadisi'ninyukarı çığırında yer alan bir vadi buzulu şeklindedir. Sahadaki en aktif buzullardan biridir. Buzulun alansal değişimini incelediğimizde sürekli bir daralma görülmektedir (Şekil 13).

Çalışmamızda uydu görüntülerinden elde edilen bulgulara göre 1975 yılında buzulun toplam alanı 1,38 km² 1986 yılında 1,1 km² 1998 yılında 0,85 km² 2006 yılında 0,67 km² ve 2016 yılında 0,55 km² olarak tespit edilmiş ve geçen süre zarfında buzul alanında çok büyük bir değişim yaşanmıştır. Buna göre buzul 81 yıllık süreçte 1,96 km² alandan 0,55 km² alana gerileyerek buzul alanının yüzde 72'si yok olmuştur (Tablo 10, Grafik 2). Ayrıca 2016 yılı verilerinde buzul dilinin ana buzuldan kopmuş olduğu gözlenmektedir. Kopan buzul dili ile birlikte buzulun 3150 m ye kadar gerilediği görülmektedir.

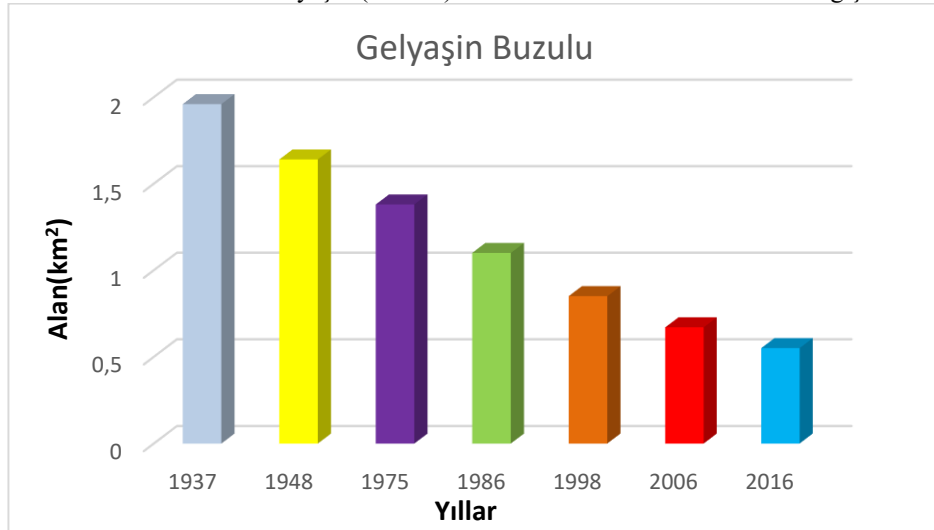
Şekil 13: Gelyaşın (İzbrak) Buzulu



Tablo 10: Gelyaşın (İzbrak) Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	1,96	1,64	1,38	1,1	0,85	0,67	0,55

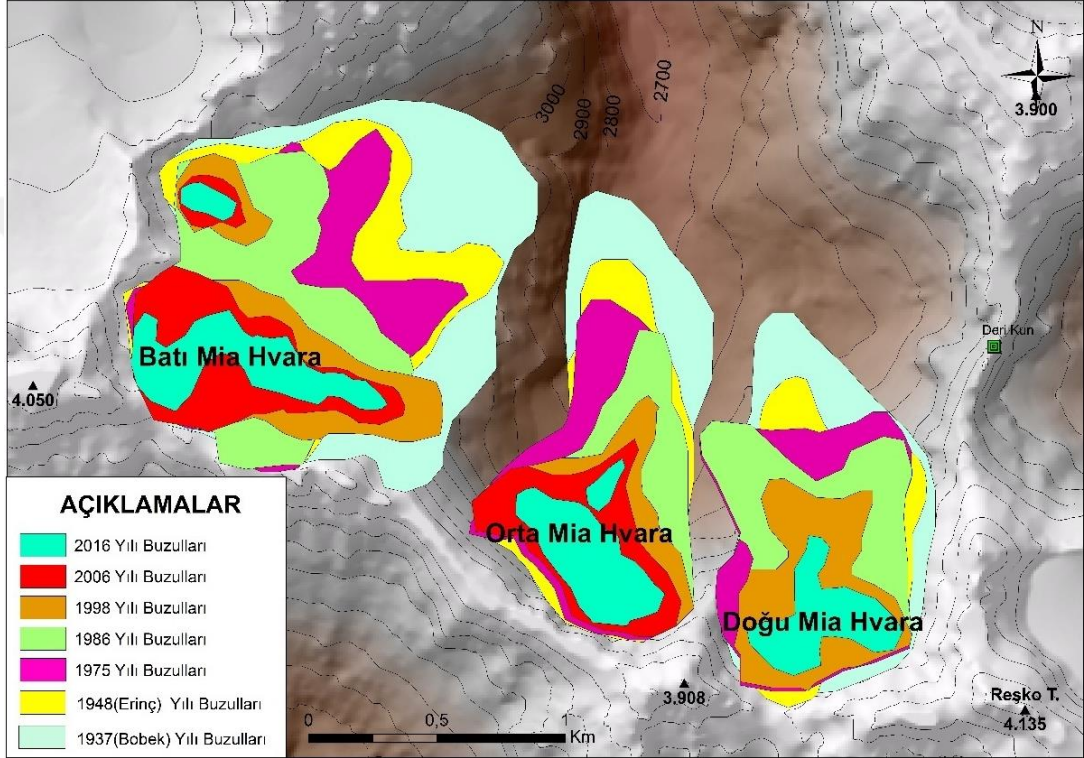
Grafik 2: Gelyaşın (İzbrak) Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi



4.3.2. Mia Hvara Buzulları

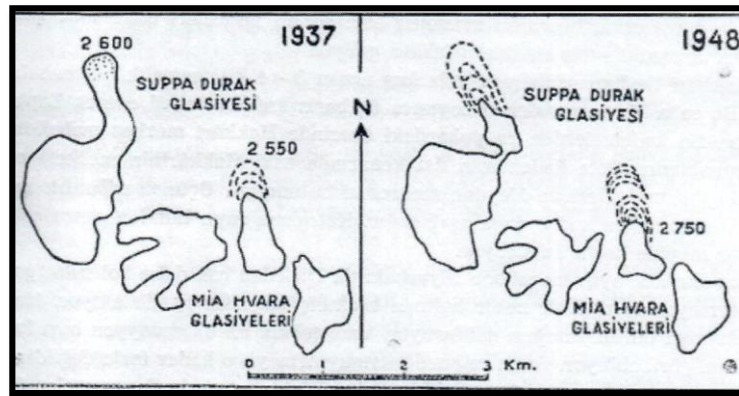
Mia Hvara Buzulu Reško Tepesi'nin Batı yamacıyla Erinç Tepesi'nin (4050 m.) Doğu yamacı arasında Avaspi Vadisi'nin başlangıç noktasında yer almaktadır. Günümüzde üç kola ayrılan buzul geçmişte tek parça halinde olduğu tespit edilmiştir (Erinç 1952b). Bu parçalar günümüzde Batı Mia Hvara, Orta Mia Hvara ve Doğu Mia Hvara olarak adlandırılmaktadır (Şekil 14).

Şekil 14: Batı, Orta ve Doğu Mia Hvara Buzulları



Mia Hvara buzulları alansal değişimi Erinç tarafından da haritalanarak kıyaslanmıştır (Şekil 15)Buzullardaki değişim ayrı ayrı incelenmiştir.

Şekil 15: Suppa Durek (Erinç) ve Avaspi (Mia Hvara) Buzulları 1937 ve 1948 yılları arasındaki fark. (Erinç, 1952a'dan)



4.3.2.1. Batı Mia Hvara Buzulu

Batı Mia Hvara Buzulu, Avaspi Vadisi'nin başlangıç noktasında, vadinin batı yamacında yer almaktadır. Buzul aynı zamanda Erinç Buzulu'nun doğusunda ve Cilo Dağları'nın Güney Silsilesi'nin kuzey yamaçlarındadır.

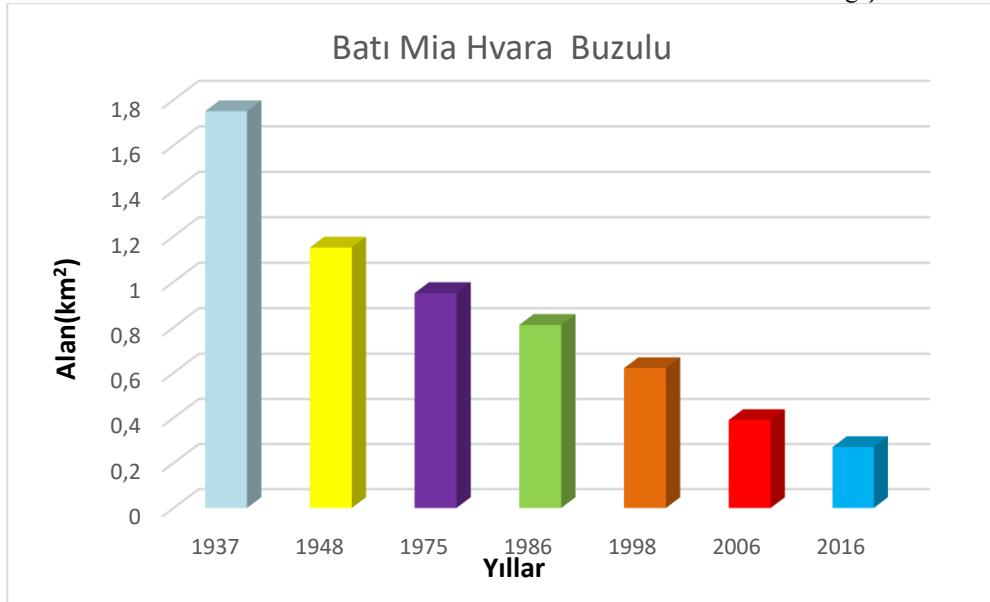
Buzul alansal değişimi incelendiğinde çok hızlı bir şekilde kütle kaybetmiştir. Bobek'in 1937 yılı çalışmasında 1,75 km² alana sahipken Erinç 1948 yılı çalışmasında 1,15 km² alana düşmüştür. Değişim uydu görüntüleriyle incelendiğinde ise 1975-1986-1998-2006-2016 yıllarında sırasıyla 0,95-0,81-0,62-0,39-0,27 km² şeklinde bir kütle kayıp tespit edilmiştir (Tablo 11, Grafik 3).

Buzul 1998 yılı itibariye iki parçaya ayrılmış ve da sonraki yıllarda da gerileyerek sirlere çekilmiştir. Buzulun Kuzey parçası tamamen sirk buzuluna dönüşmüştür. Güney Parçası ise dil kısmı giderek incelmekte ve kopmaya yüz tutmuştur. 2016 yılı verielrinde 3450 metreye kadar gerilediği tespit edilmiştir (Şekil 14).

Tablo 11:Batı Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Değişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	1,75	1,15	0,95	0,81	0,62	0,39	0,27

Grafik 3: Batı Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi



4.3.2.2. Orta Mia Hvara Buzulu

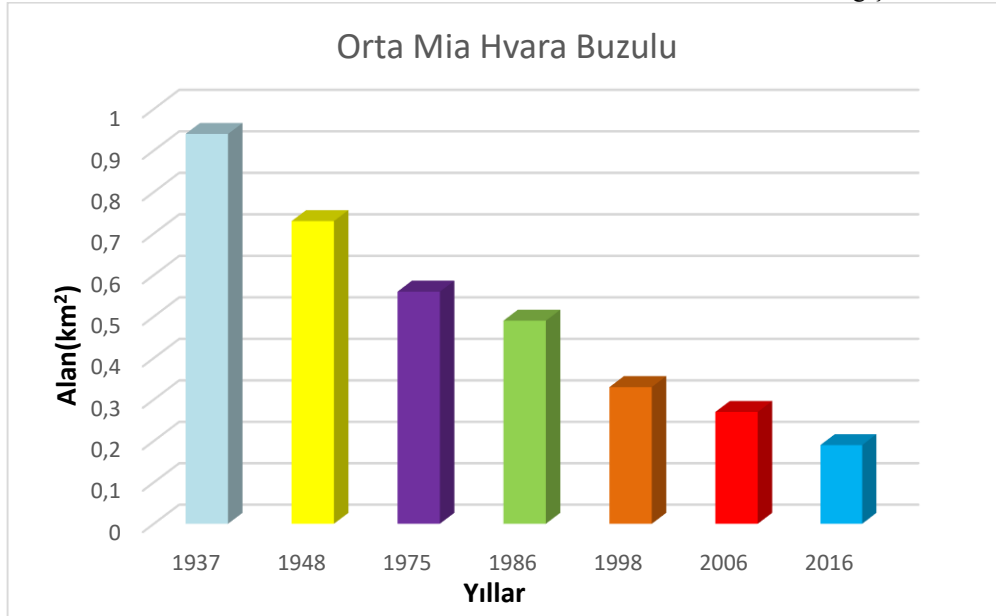
Mia Hvara Buzulları'nın üç kolundan biri olan buzul Avaspi vadisinin başlangıç noktasında yer almaktadır. Bobek (1940) tarafından 1937 yılında 2550 metrede olduğu tespit edilen buzul, Erinç (1953) tarafından ise 1948 yılında 2750 metreye gerilediği ve daimi kar sınırının 3000 metrede olduğu söylenmiştir. Çiner (2003) buzulun Pleistosen de 9 km.ye ulaşmış olduğunu tahmin etmektedir.

Buzulun alansal değişimi incelendiğinde diğer buzullarda olduğu gibi bir gerileme söz konusudur. 1937 yılında 0,94 km², 1948 yılında 0,73 km² 1975 yılında 0,56 km², 1986 yılında 0,49 km², 1998 yılında 0,33 km², 2006 yılında 0,27 km² ve 2016 yılında 0,19 km²'ye kadar gerilemiş ve 81 yıllık süreçte kütleinin yüzde 80'ni yok olmuştur (Tablo 12, Grafik 4). Gerileyen buzul yıllar boyunca dil kısmının incelendiği ve 2016 yılı verilerinde koptuğu tespit edilmiştir. Bu parçanın kopmasıyla buzulun ana sirke sıkışmış olduğu görülmektedir. 2016 yılı için buzulun 2950 metreye kadar gerilediği tespit edilmiştir.

Tablo 12: Orta Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Değişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	0,94	0,73	0,56	0,49	0,33	0,27	0,19

Grafik 4: Orta Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi



4.3.2.3. Doğu Mia Hvara Buzulu

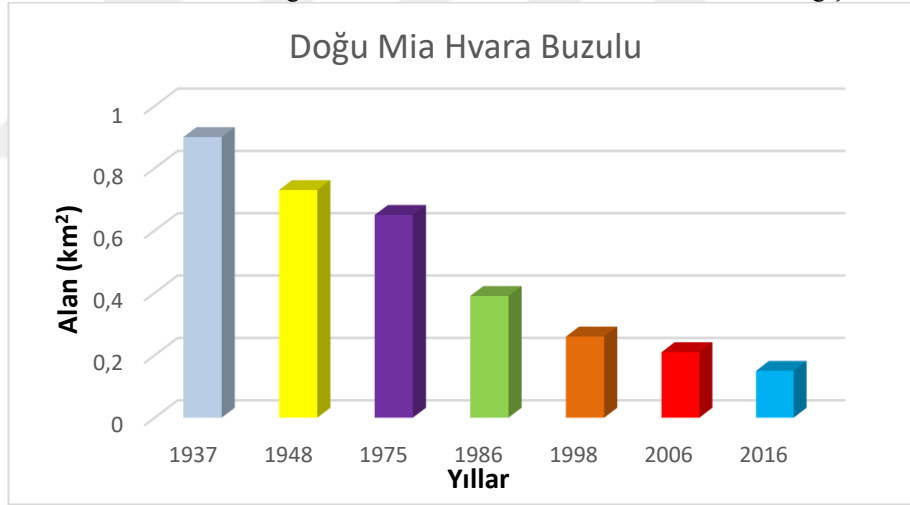
Doğu Mia Hvara Buzulu Gelyaşın ve Reşko tepesinin batısında yer almaktadır. Mia Hvara Buzulları içerisinde 2016 yılı itibariyle en dar alana sahip olanıdır. Buzul aynı şekilde yıllar boyunca gerilemiş ve alanı küçülmüştür.

Buzulun alanı 1937 yılında 0,9 km² ve 1948 yılında 0,73 km²'dir. Uydu görüntüleri üzerinden tespit edilen alansal değişim ise şu şekildedir. 1975 yılında 0,65 km², 1986 yılında 0,39 km², 1998 yılında 0,26 km², 2006 yılında 0,21 km² ve 2016 yılında 0,15 km² alana kadar gerileyerek yaklaşık yüzde 84'lük kısmı yok olmuştur (Tablo 13, Grafik 5).

Tablo 13:Doğu Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları ArasıDeğişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	0,9	0,73	0,65	0,39	0,26	0,21	0,15

Grafik 5:Doğu Mia Hvara Buzulu 1937-2016 Yılları ArasıDeğişimi



Mia Hvara Buzulları toplamında çok büyük bir kütle kaybetmiştir. Buzul parçaları kendi sirklerine kadar daralmıştır. Daha önceki dönemlerde vadi buzulu olan buzul artık sirk buzuluna dönüşmüştür.

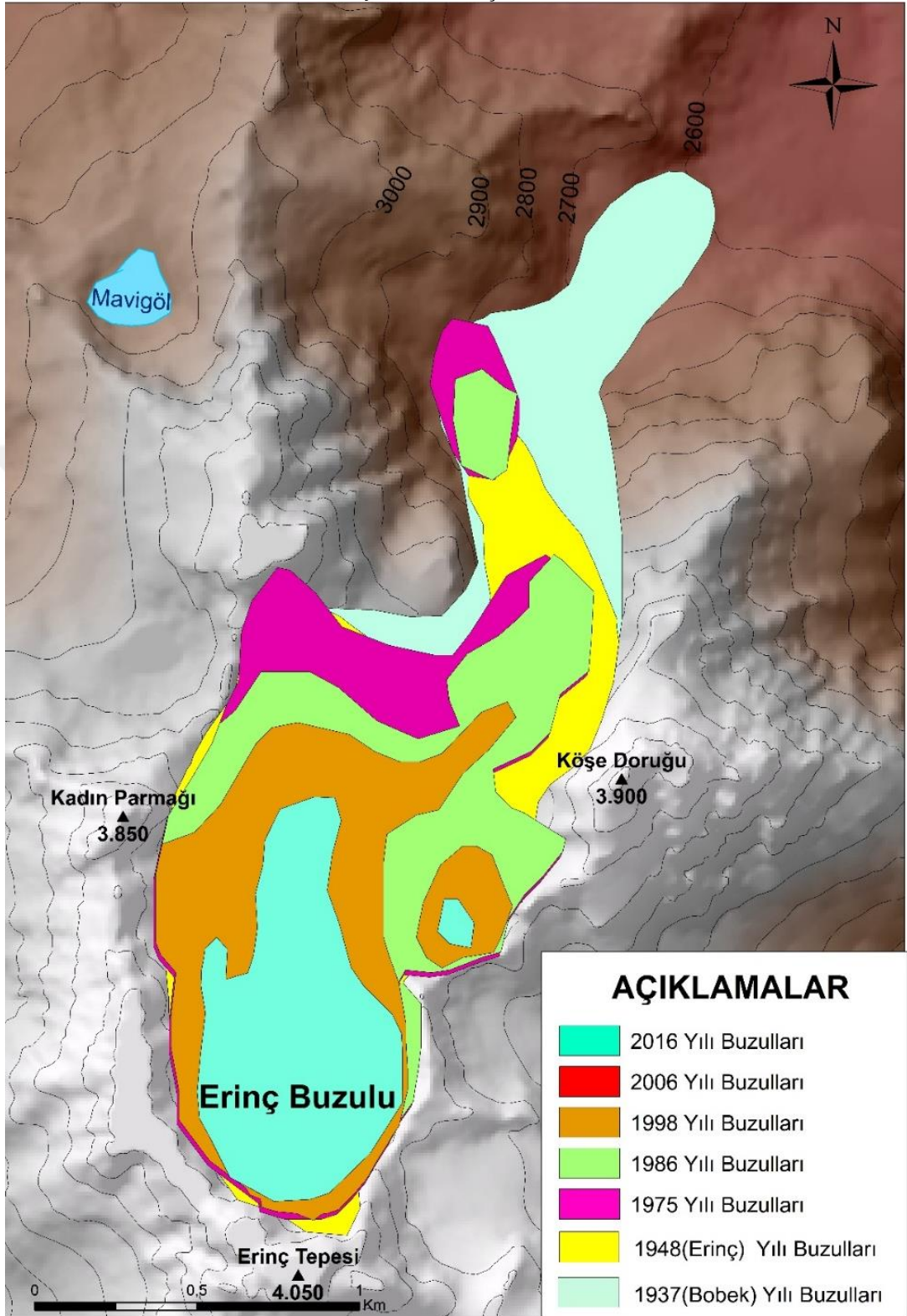
4.3.3. Erinç (Suppa Durek) Buzulu

Suppa Durek (Erinç) Buzulu Erinç Tepesi'nin batı yamacında yer alan bir vadi buzuludur. Geçmişte çok geniş ve aşağıda olan buzul giderek zayıflayıp gerilemektedir. Suppa Durek Buzulu da Mia Hvara Buzulları gibi Avaspi (Dez) vadisinde yer almaktadır.

Cilo Dağları Buzulları içerisinde en önemli buzullardan biri olan Suppa Durek Buzulu merhum Sırrı Erinç'in adıyla anılmaktadır. Buzul Cilo Silsilesinin en Batıdaki ana buzuludur. Avaspi Vadisi'nde. Erinç Tepesinin Kuzey yamaçlarında yer almaktadır.

Bir vadi buzulu karakteritaşıyan Erinç Buzulu yıllar boyunca eriyerek kütle kaybetmiştir. Bobek tarafından 1937 yılında 2600 metrede ve 3,3 km uzunluğa sahip olduğu belirtilmiş 2,26 km²alan tespit edilmiştir. Erinç (1952a) buzulun 2900 metreye gerilediğini belirtmiştir (Şekil16). Yazar 1953 yılı çalışmasında ise buzulun daimi kar sınırını 3400 m ve buzulun uzunluğunu ise yaklaşık 4 km olarak belirtmiş, alanı 1,78 km² olarak tespit edilmiştir. Çiner (2003), Suppa Durek buzulu için alanı 3,0 km², uzunluğu 3,0 km ve daimi kar sınırını da yaklaşık 3600 m. olarak göstermiştir.

Şekil 16: Erinç Buzulu



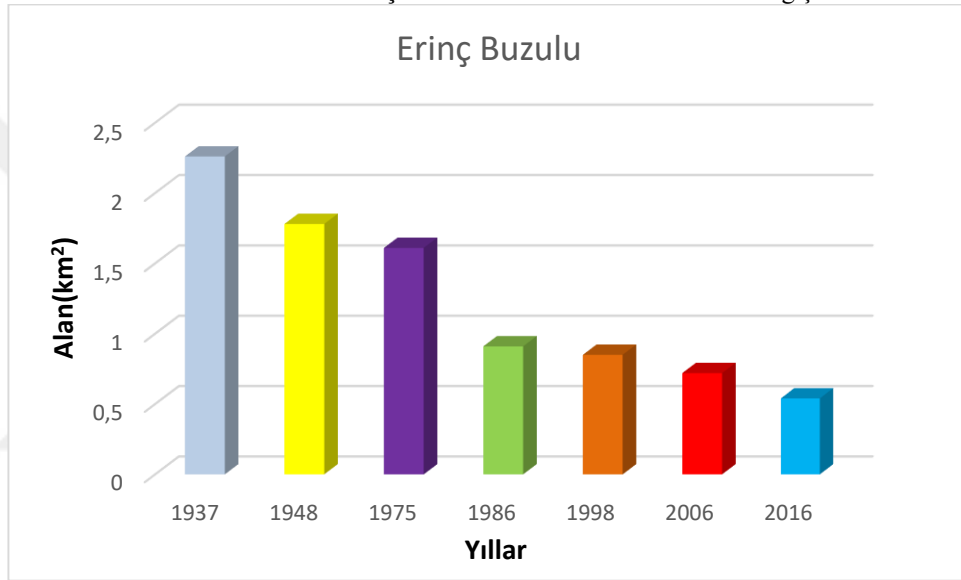
Alansal değişimi incelendiğinde 1975 yılında 1,61 km²'ye sahip buzulun dil kısmının koptuğu görülmektedir (Şekil 15). 1986 yılından buzulun alanı 1,32 km² ye

gerilemiş, kopan parça daha da küçülmüştür. 1998 yılında ise buzul alanı 1 km² nin altına 0,92 km² ye düşmüş, uzunluğu 2.02 km ye gerilemiş ve kopan parça tamamen erimiştir. Buzulun alanı 2006 yılında 0,72 km² ye, 2016 yılında ise 0,54 km² ye gerilemiştir (Tablo 14, Grafik 6). Ayrıca buzul 2016 yılında 3450 metre yükseltiyeye çekilmiş ve uzunluğu 1,3 km. olarak tespit edilmiştir.

Tablo 14: Erinç Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi

Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	2,26	1,78	1,61	0,91	0,85	0,72	0,54

Grafik 6: Erinç Buzulu 1937-2016 Yılları Arası Değişimi



4.3.4. Diğer Buzullar

Çalışma alanında Bobek ve Erinç tarafından ele alınmayan yukarıda anlatılan buzullara göre çok daha küçük alanlara sahip sirk buzulları tespit edilmiştir. Bunlar Poyraz Tepesi (Maunsell Sivrisi) çevresindeki Poyraz Tepesi Buzulları, Serpil Vadisi başlangıç noktasında yer alan Serpil Vadisi Buzulları ve Kadife Çayırı Vadisi çevresindeki Kadife Çayırı Buzulları'dır (Şekil 17). Bu buzullar Erinç ve Bobek tarafından incelenmediği için alansal değişimi sadece uydu görüntüleri üzerinden tespit edilmiş ve 1975 – 2016 yılları arasında meydana gelen değişimi irdelenmektedir.

Poyraz Tepesi Buzulları Poyraz Tepesi kuzeyinde ve Cilo Dağları Kuzey Silsilesi'nin kuzey yamacındaki sirk buzullarıdır. Bu buzullar Güney Silsile'deki buzullara göre çok daha dar alanlıdır. Yıllar boyunca gerilemiş günümüzde

neredeşse tamamı yok olmuştur. 2016 yılı görüntülerinde yalnızca Poyraz Tepesi'nin kuzeyindeki iki sirk halen aktif buzul barındırmaktadır.

Serpil Vadisi'ndeki buzullar vadinin başlangıç noktasında yer almakta ve 1975 yılı itibarı ile iki parça olarak tespit edilmiştir. 1986 yılında Gelyaşın Buzulu'nun kuzeyindeki parça ikiye ayrılmış ve sonraki yıllarda yok olmuştur. Diğer parça 1998 yılı itibarıyla ikiye ayrılmış ve 2016 yılında sadece ana sirkteki parça kalmıştır.

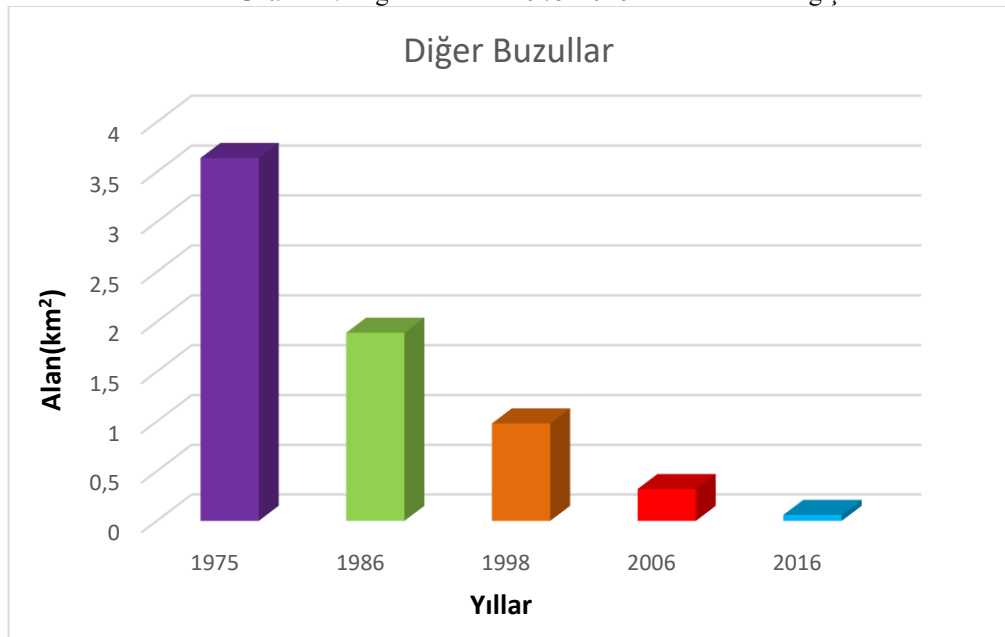
Kadife Çayırı Buzulları 1975 yılı itibarıyla iki sirkte tespit edilmiş ve sonraki yıllarda tamamen gerileyerek 2016 yılında sadece bir sirkte çok dar alanda buzul kalmıştır.

Diğer buzulların alansal değışimi incelendiğinde 41 yıllık süreçte çok hızlı bir şekilde gerileyerek ortadan kalktığı gözlemlenmektedir. Yıllar içerisinde 1975 yılında 3,64 km², 1986 yılında 1,89, km², 1998 yılında 0,98 km², 2006 yılında 0,32 km² ve 2016 yılında 0,06 km² olmak üzere kütleşel yok oluş tespit edilmiştir (Tablo 15, Grafik 7). 1975-2016 yılları arasındaki süreçte buzulların neredeyse yüzde 99'i yok olmuştur. 2016 yılı itibarıyla sadece 4 sirk sıkışmış küçük sirk buzulu kalmıştır.

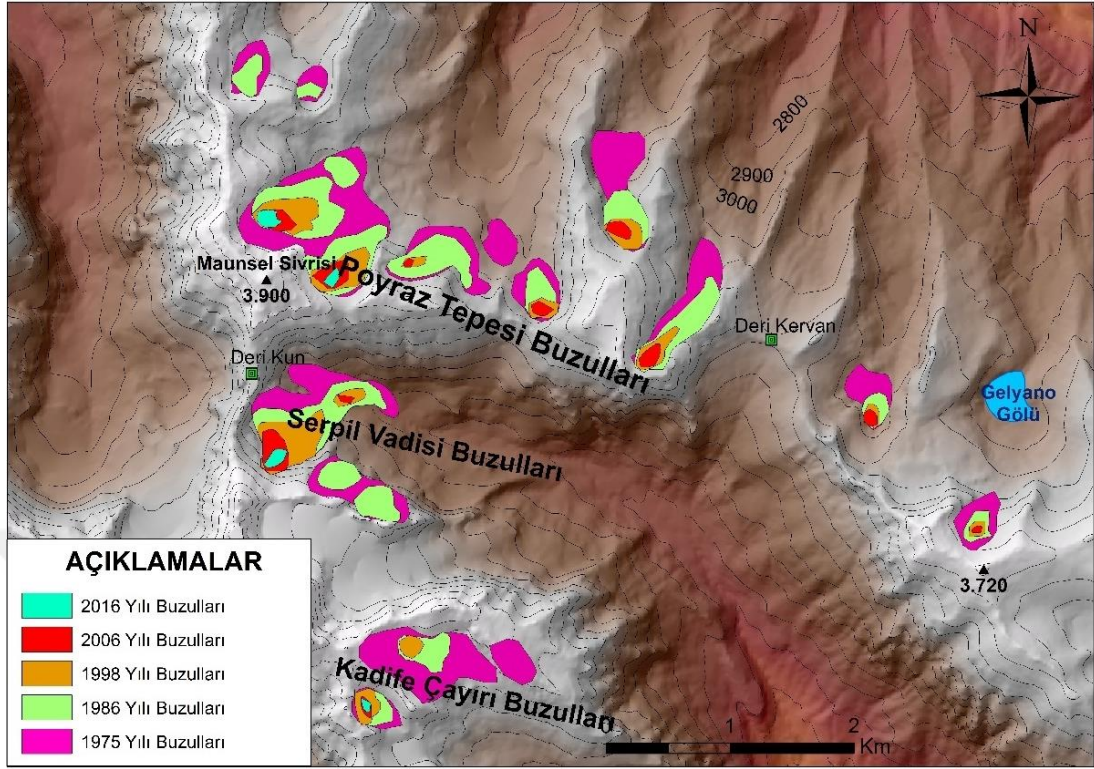
Tablo 15: Diğer Buzullar 1975-2016 Yılları Arası Değişimi

Yıllar	1975	1986	1998	2006	2016
Alan(km ²)	3,64	1,89	0,98	0,32	0,06

Grafik 7: Diğer Buzullar 1975-2016 Yılları Arası Değişimi



Şekil 17: Diğer Buzullar



BEŞİNCİ BÖLÜM

5. CİLO DAĞLARI'NDA BUZUL ŞEKİLLERİ

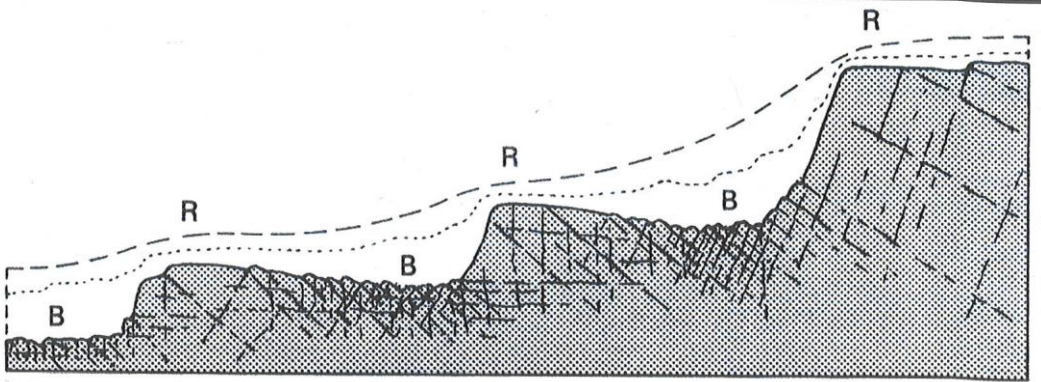
Bu bölümde Cilo Dağları'nda bulunan, Pleyistosen'den günümüze kadar farklı buzul dönemlerde oluşmuş ana buzul şekilleri (buzul vadileri, sirkler ve buzul gölleri) ele alınmaktadır. Bu şekillerin CBS ortamında tespit edilmesi ve çeşitli özellikleri bakımından incelenmesi üzerinde durulmaktadır.

5.1. Buzul Vadileri (Tekne Vadiler)

Glasiye vadileri olarak da adlandırılan buzul vadileri glasiyasyondan önce akarsular tarafından açılmış olan vadilerin (preglasiyal vadiler) daha sonra glasiyeler tarafından işlenmesi ve şekil değişikliğine uğraması sonucunda oluşurlar. Aşındırma ve şekil değişikliği sonucu glasiyelerden önce tipik flüvyal özellikli olan "V" profilli olan vadiler karakteristik buzul vadisi özelliği olan "U" şekilli bir enine profil kazanırlar (Erinç, 2010). Buzulların erimesiyle birlikte vadiler içinden buzullar çekilir ve "U" şekilli tekne vadi ve ana buzula eklenen yan buzul kollarının açtığı vadiler ise asılı olarak ortaya çıkarlar (Turoğlu, 2011). Buzulların çekildiği noktalarda vadinin içerisinde kar ve buzul erimesiyle beslenen akarsular tarafından drenaj sistemi gelişimi başlar ve flüvyal süreçler etkili olur.

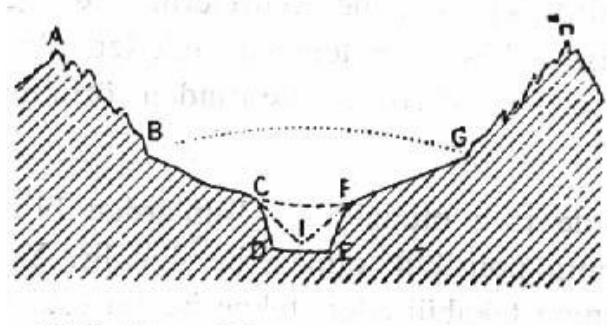
Buzul vadilerinin enine ve boyuna profillerinin özellikleri de dikkat çeker ve flüvyal vadilerden ayrılırlar. Buzul vadilerinin boyuna profilleri yukarı kısımlarında, akarsu vadilerinininkine oranla genelde çok kuvvetli bir eğim, inişli çıkışlı ve basamaklı bir görünüm gösterirler. Bu basamaklar aşağı çıkışta gittikçe azalır ve ortadan kalkar (Şekil 18).

Şekil 18: Bir Vadinin Boyuna Profili (Flint'den). Asıl Profil Kesik Çizgiyle İfade Edilmiştir. R – Eşik ve Sürgüler (Dirençli Kısımlar). B – Fazla Oyulan Kısımlara Rastlayan Çatlaklar (Zayıf Direnç Sahaları) (Erinç, 2010)



Buzul vadileri işgalettiği yatağa “U” şekilli bir enine profil kazandırır. Buzulların içine yerleştiği yatağın iki yamacını hemen hemen aynı derecede işler, girinti ve çıkıntılar zamanla azalır (Şekil 19). Bunun sonucunda buzul vadileri zamanla hemen hemen dümdüz bir uzanış kazanır ve bu özellikleri ile akarsu vadilerinden kolaylıkla ayrılır (Erinç, 2010).

Şekil 19: Buzul Vadisinin Enine Profili . İşaretler: ABCFGH- Preglasiyal olgun vadi. CİF-Bu olgun vadinin preglesilde gençleşmiş kısmı. BCDEFG-Glasiyenin yatağı. CDEF-Glasiyal tekne. BC-ve FG-Omuz satırları. BG-glasiyenin Sathı. B ve G-noktaları Türpüleme sınırı.(Erinç 2010).

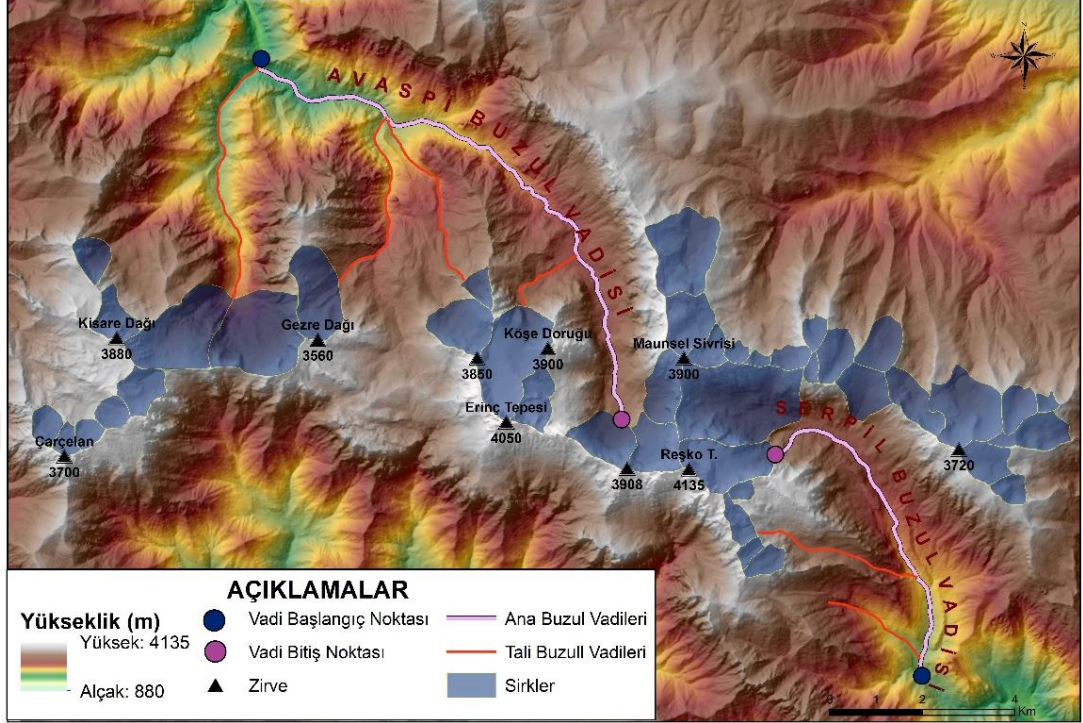


5.1.1. Buzul Vadilerinin Tespiti

Çalışma sahasındaki buzul vadileri CBS aracılığıyla sahaya ait 10 metre çözünürlükteki Digital Elevation Model (DEM) verisi üzerinden tespit edilmiştir. Buzul vadilerinin tespitinde, vadinin başlangıç noktası (yukarı çıkır) için sirklerin son bulunduğu nokta yani sirk vadiye açıldığı ağız noktası kabul edilmiş buzul vadisinin son noktası ise vadinin “U” profili özelliğini kaybedip “V” özelliğini

kazandığı nokta seçilmiştir. Bu profiller vadilerin enine profilleri gözlemlenerek tespit edilmiştir (Şekil 20).

Şekil 20: Cilo Dağları Buzul Vadileri ve Vadilerin Tespiti

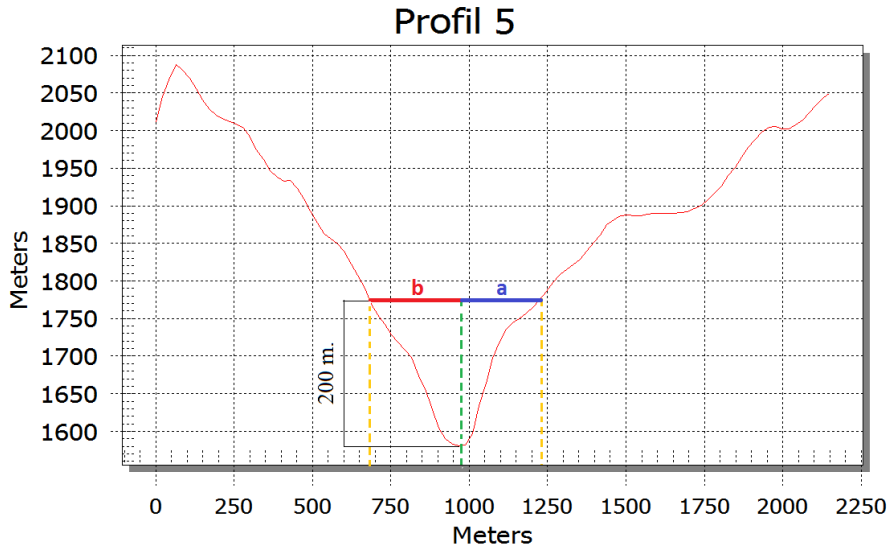


Vadinin uzunluğu talveg çizgisinin uzunluğundan elde edilmiştir. Vadilerin enine ve boyuna profilleri aynı şekilde DEM verisinden elde edilmiştir. Boyuna profilleri için vadinin talveg çizgisinden geçirilerek başlangıç ve bitiş noktası arasındaki çizginin yükseltisindeki değişim hesaplanmıştır. Enine profili için vadinin iki yanındaki en yüksek noktalar alınarak talveg çizgisini 90 derece dik kesecek çizgiler çekilmiştir.

Vadiler için asimetriklik durumu da hesaplanmıştır. Vadilerin asimetrikliği vadinin dik bir doğrultuda tek yöne eğimli olup olmadığını, tektonizmanın etkisinde gelişip gelişmediğini tespit etmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. Literatürde flüvyal vadi asimetrikliklerini tespit etmek için asimetri faktörü (A_f) indeksi uygulandığı görülmektedir. Bu vadinin talveg çizgisinin sağında kalan kısım (A_r) vadinin toplam alanına (A_t) bölünüp yüz ile çarpılarak tespit edilmektedir ($A_f = 100 \times (A_r / A_t)$). Formül incelendiği zaman bu formülün buzul vadileri için uygun olmadığı görülmüştür. Vadinin toplam alanının kullanılması buzulun etkisi dışındaki alanların da kullanılmasına sebep olacaktır.

Çalışmamızda vadilerin asimetrililiğinin (A) tespitinde buzulun etkili olduğu noktayı yakalayabilmek için daha önce çıkarmış olduğumuz enine profilleri talveg noktasından 200 m. yükselterek, bu noktanın sağında mesafenin kuşuçuşu uzunluğunun (a) solunda kalan kuşuçuşu uzunluğa (b) bölünmesiyle vadilerin asimetriği tespit edilmiştir ($A=a/b$). Belirtilen formülün uygulaması Avaspi Buzul Vadisi 5. Enine Profili üzerindeki uygulaması Şekil 21’de gösterilmiştir. Bu işlem sonucunda çıkan değerin “1”e yakın olması vadinin simetrik bir özelliğe sahip olduğunu, 1’den yüksek ya da alçak çıkması ise vadinin asimetrik özelliğine sahip olduğunu gösterir.

Şekil 21: Vadilerin Asimetrik Değerlerinin Hesaplanması Şeması



Vadiler için ayrıca kıvrımlılık (sinüsoity) değeri hesaplanmıştır. Kıvrımlılık değeri vadinin güçlü kıvrımlılık gösterip göstermediğini ortaya koyar. Bu değer vadinin uzunluğunun kuş uçuşu uzunluğuna bölünmesiyle elde edilir (Kıvrımlılık = Uzunluk/Kuşuçuşu uzunluk). Elde edilen değer 1 den başlayarak yükselir. Bu değer 1’e ne kadar yakınsa kıvrımlılığı o kadar düşüktür. Birden uzaklaştıkça kıvrımlılık artış gösterir. Çalışma alanımız iki ana vadimiz için kıvrımlılık değerleri hesaplanmıştır.

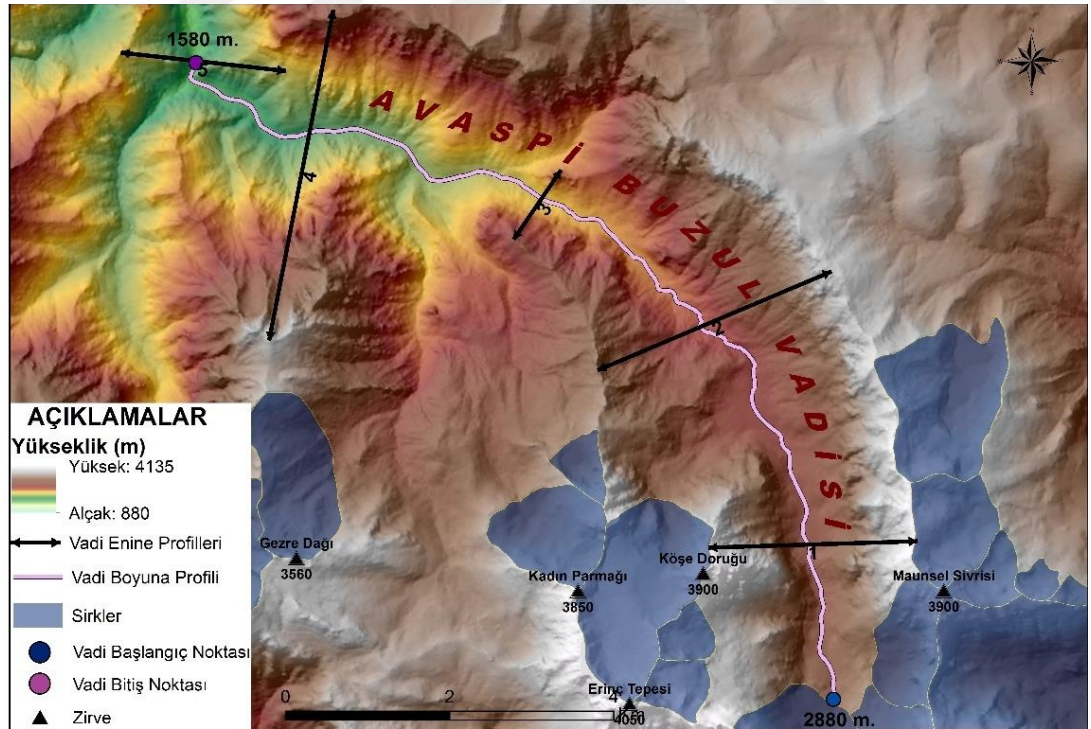
Çalışma alanımızdaki buzul vadilerine bakıldığında iki ana buzul vadisi yer almaktadır. Bunlar Avaspi (Dez) Buzul Vadisi ve Serpil (Telgui Savi) Buzul Vadisi’dir.

Bunların dışında bu iki ana vadiye katılan tali (ikincil, yankol) buzul vadileri de mevcuttur.

5.1.1.1. Avaspi (Dez) Buzul Vadisi ve Özellikleri

Bu vadi Cilo Dağları'nın batı yarısında yer alır. Vadi Cilo Dağları'nın Kuzey ve Güney Silsilelerini birbirinden ayırır. Büyük Zap Nehri'nin kollarından birini oluşturmaktadır. Beslenme sahasında Erinç ve Mia Hvara Buzulları yer almaktadır. Vadide Doğu, Orta ve Batı Mia Hvara Buzulları birleşip ve 4 km üzerinde uzunluğa sahip bir buzul oluşturmuştur (Erinç, 1953). Pleyistosen buzullaşmasının vadide 1500 metrelere kadar inmiş olduğu belirtilmiştir (Wright, 1962). Günümüz buzul vadisi Pleyistosen buzullaşmasına uğrayıp daha sonraki zamanda flüvyal süreçlere rağmen buzul vadisi özelliğini hala koruyan noktaya kadar ki alandır. Vadi sirklerin bitiş noktası olan 2880 metrede başlayıp vadinin "V" profili kazandığı 1590 metrede son bulmuştur (Şekil 22).

Şekil 22: Avaspi Buzul Vadisi



CBS teknikleriyle vadinin uzunluğu, boyuna profilleri, enine profilleri, simetriklik durumu ve kıvrımlılığı tespit edilmiştir.

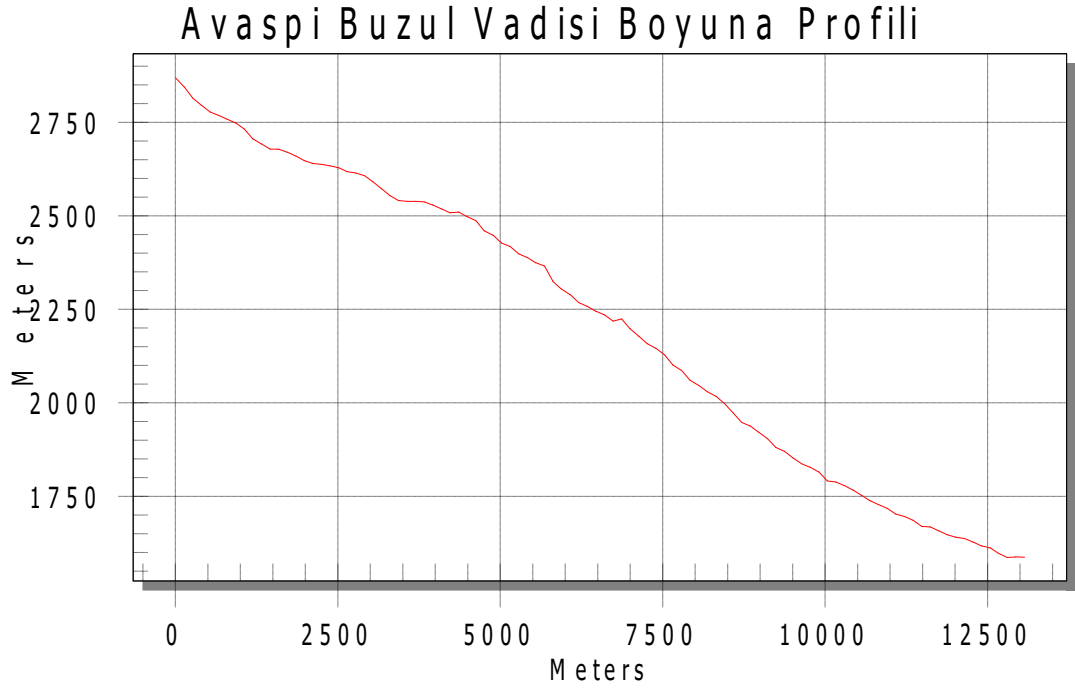
Vadinin Uzunluğu

Vadinin uzunluğu, vadinin talveg çizgisi esas alınarak, zirvede bulunan sirkin vadiye açıldığı noktadan (2880 m.) vadinin flüviyal vadiye dönüşüp “V” profili oluşturduğu noktaya kadar (1580 m.) 13.222 metredir.

Vadinin Boyuna Profili

Vadinini boyuna profili şekil 17’de görüldüğü gibi buzul vadilerinin karakteristik özelliklerini barındırmaktadır. Başlangıç noktasından basamaklı bir yapı gösterip giderek düzleşmektedir. Bu eşiklerden ilki 2750 m. yükseltisinde daha sonra sırasıyla 2635 m., 2535 m., 2375 m., ve 2230 m. yükseltilerinde eşik ve sürgüler yer almaktadır (Şekil 23).

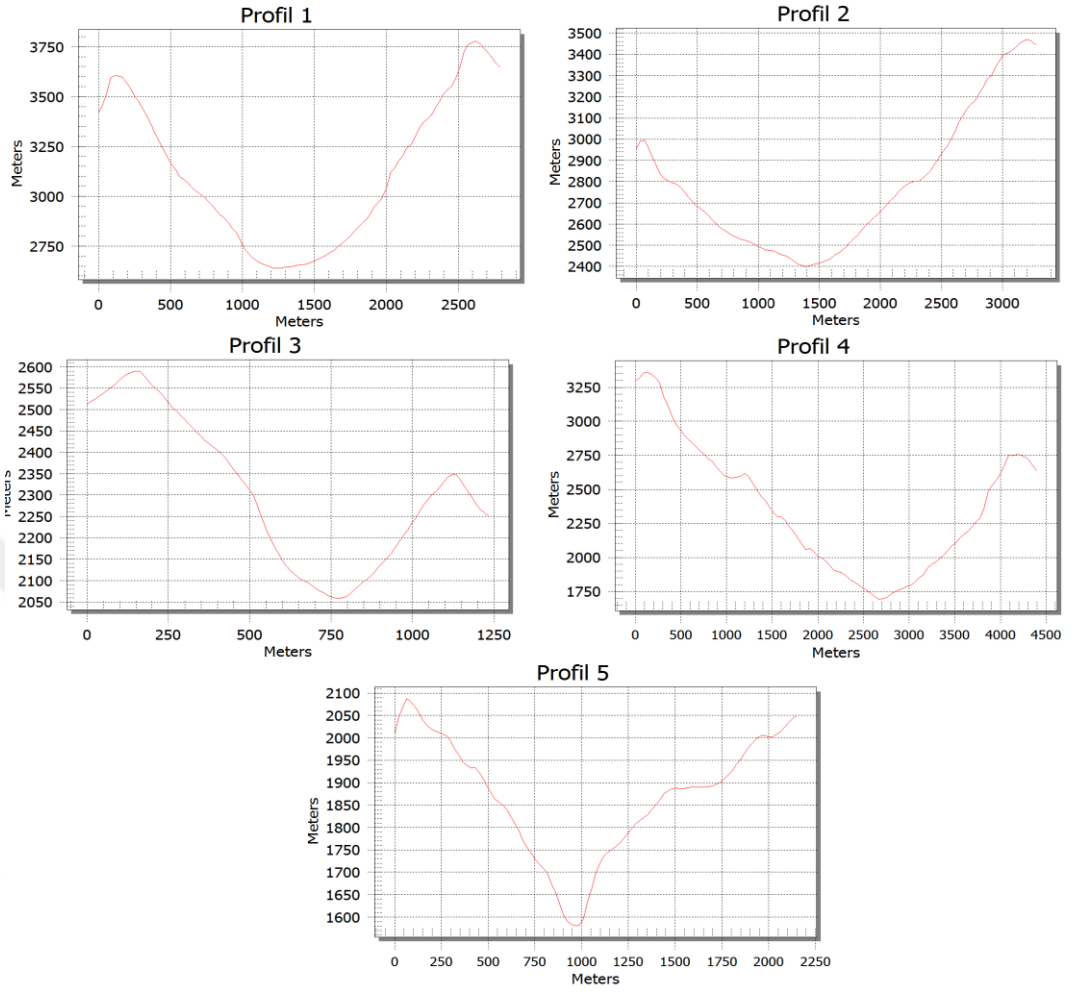
Şekil 23: Avaspi Buzul Vadisi Boyuna Profili



Vadinin Enine Profilleri

Vadinin 5 ayrı noktasından (şekil 21) alınan hatlar ile belirtilen yöntemle enine profilleri çıkarılmıştır. Vadiden alınan enine profiller incelendiğinde buzul vadisi yukarı çığırdan aşağı çığıra “U” profilinden “V” profiline geçiş olduğu görülmektedir. Bu da vadininin buzul vadisinden flüviyal vadiye geçiş karakteri kazanmakta olduğunu göstermektedir. Profil 1’de tamamen buzul vadisi karakteristiği gösteren “U” profili görülmekte, profiller sırasıyla daralarak 5. profile “V” profiline dönüşmektedir (Şekil 24).

Şekil 24: Avaspi Buzul Vadisi Enine Profilleri



Vadinin Asimetriliği

Vadinin asimetriliği yukarıda belirtilen şekilde bütün profillere uygulanmıştır. Profiller ayrı ayrı incelendiğinde birinci ve ikinci profiller asimetrik diğer profiller simetriğe yakındır. Profillerin ortalaması alındığında vadimiz simetrik bir buzul vadisidir (Tablo 16).

Tablo 16: Avaspi Buzul Vadisi Asimetriliği Gösterir Değerler

Profil No	Alçak-Yüksek (m)	a	B	Asimetri(a/b)	Ortalama
Profil 1	2650-2850	500	300	0,60	4,83/5 =0,96
Profil 2	2400-2600	500	700	1,40	
Profil 3	2060-2260	260	240	0,92	
Profil 4	1700-1900	600	590	0,98	
Profil 5	1580-1780	300	250	0,83	

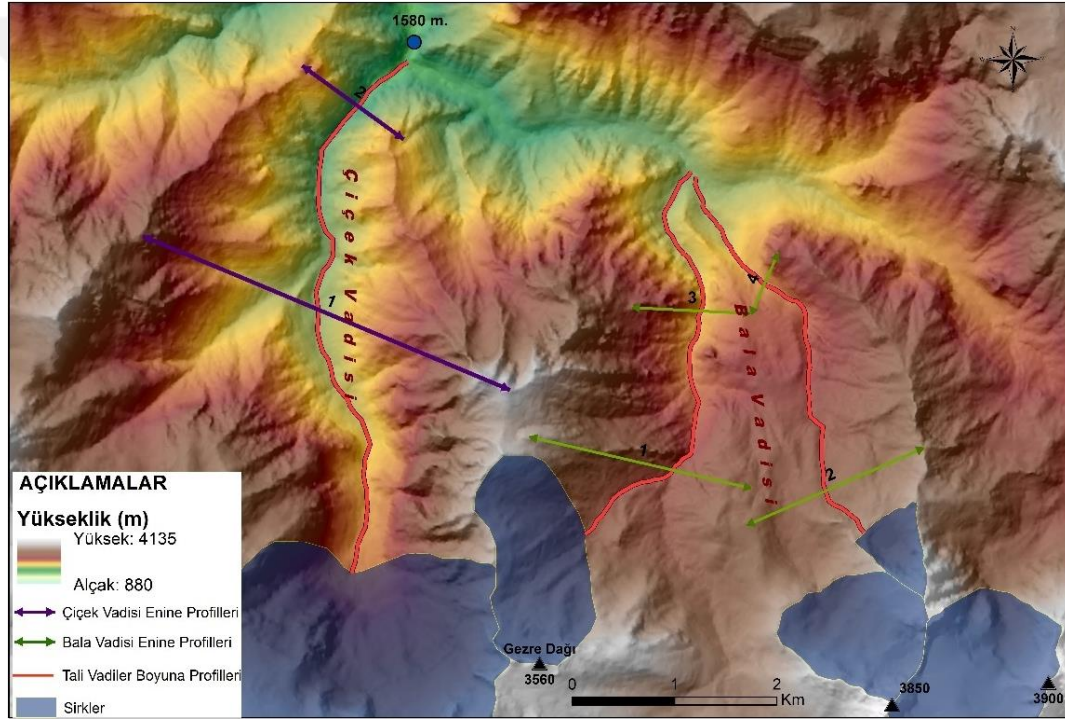
Vadinin Kıvrımlılığı (Sinuosity)

Vadinin uzunluğunun vadinin kuş uçuşu uzunluğuna bölünmesiyle hesaplanır. Avaspi buzul vadisi 13.222 m. uzunluğunun 11.136 m. olan kuşuçuşu uzunluğuna bölünmesiyle 1,13 değerinde bir kıvrımlılık değeri elde edilir. Bu sonuç Avaspi buzul vadisinin çok yüksek bir kıvrımlılığına sahip olmadığını gösterir.

5.1.1.1.2. Avaspi Buzul Vadisinin Tali (Yan) Kolları

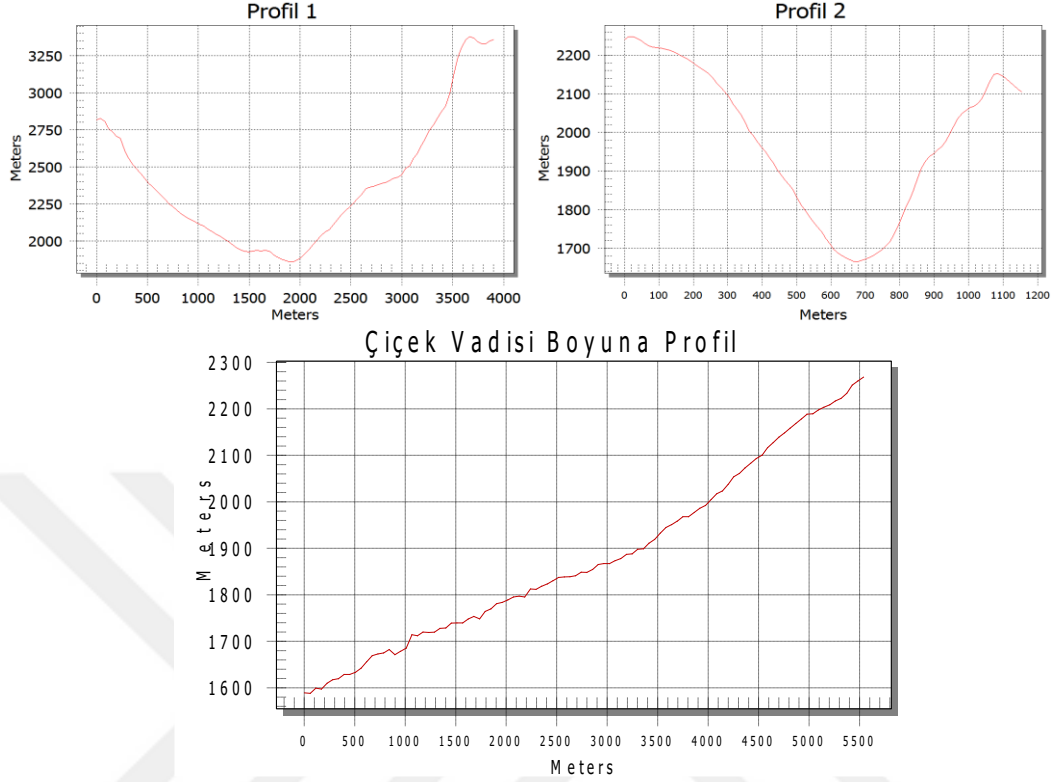
Avaspi Buzul Vadisinin iki adet yan kolu bulunmaktadır. Çiçek Yaylası'nın yer aldığı Çiçek Vadisi ve Bala Yaylası'nın yer aldığı Bala Vadisi'dir (Şekil 25). Ana vadiye katılan bu tali vadilerin enine ve boyuna profilleri alınarak incelenmiştir.

Şekil 25: Avaspi Buzul Vadisi Tali Kolları



Çiçek vadisi Avaspi Buzul Vadisi'ne en alçak noktada katılan koldur. Vadi ana kola katıldığı noktadan başlanarak sirkle birleştiği noktada son verilmiştir. Vadide güncel buzul bulunmamaktadır. Pleistosen'de buzullaşmaya uğramıştır. Günümüzde giderek flüvyal vadi özelliği kazanmaktadır. Vadinin litolojik karakteri bu gelişimi hızlandırmaktadır. Vadinin boyuna profilinde eşik ve sürgüler neredeyse kaybolmuştur. Vadiden alınan enine profiller aşağı çığırının "V" profili karakteri kazanmaya başladığı gözükmemektedir (Şekil 26).

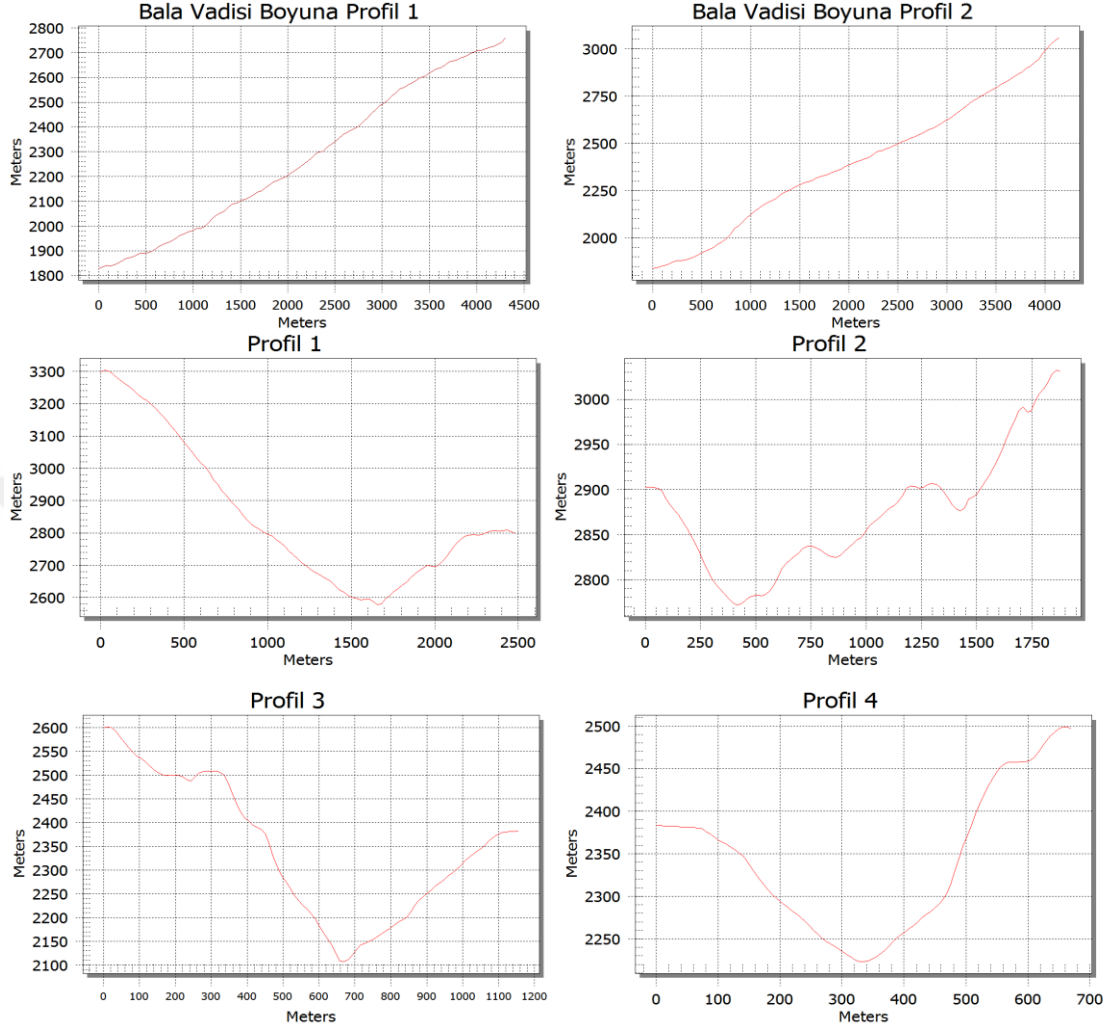
Şekil 26: Çiçek Vadisi Enine ve Boyuna Profilleri



Bala Vadisi

Bala Vadisi vadi iki koldan oluşmaktadır. Vadinin iki kolu birlikte incelenmiştir. Vadi aynı şekilde sirkten başlanarak ana kolda bitirilmiştir. Vadi güncel buzul barındırmamaktadır. Vadinin boyuna profilleri paralellik göstermektedir. Boyuna profillerde eşik ve sürgüler net belli olmamakla beraber gözükmemektedir. Enine profillerde vadi “U” profili göstermekle beraber vadinin sağ kesimi daha yukarıda kalmaktadır (Şekil 27).

Şekil 27: Bala Vadisi Boyuna ve Enine Profilleri



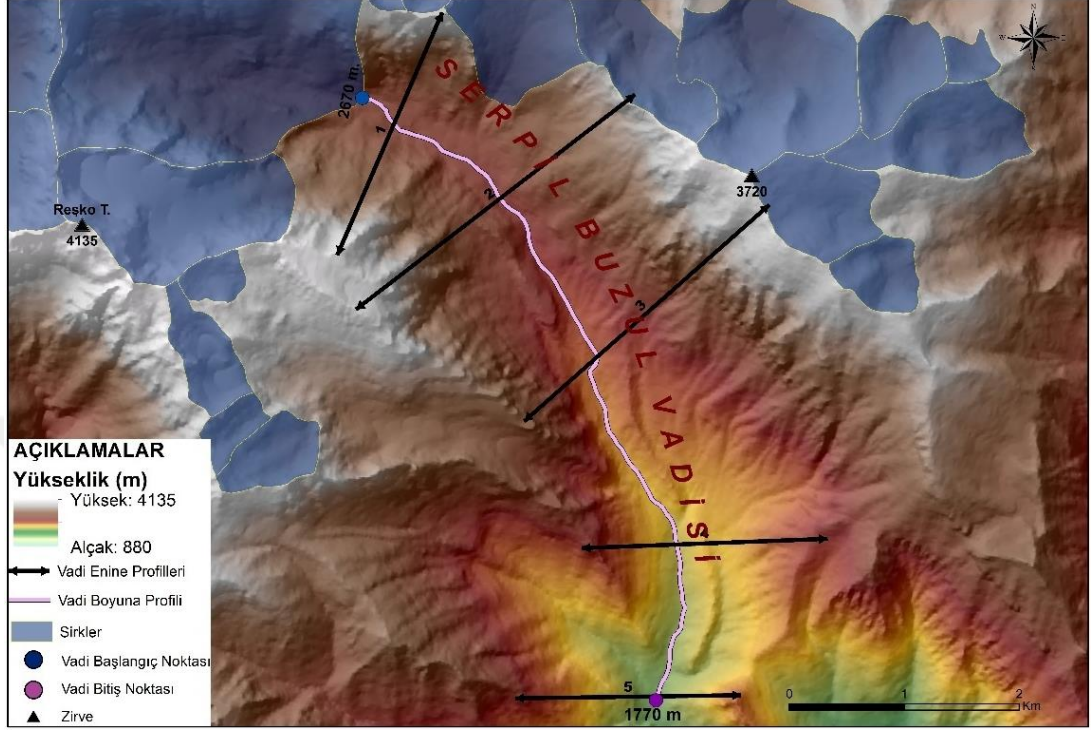
5.1.1.2. Serpil (Telgui Savi) Buzul Vadisi ve Özellikleri

Serpil ya da bazı kaynaklardaki adıyla Talgui Savi vadisi Cilo Dağları'nın doğu yarısında yer almaktadır. Vadi, Avaspi Vadisi'nin tersi yönünde yer alıp aynı şekilde Cilo Dağları'nın Kuzey ve Güney Silsileleri'ni birbirinden ayırır. İki vadiyi birbirine bağlayan en alçak geçiş noktası Deri Kun Geçidi'dir. Güney yamacında Reşko Tepesi Kuzey yamacında Maunsell Sivrisi yer almaktadır. Vadinin kaynak noktasında Gelyaşın (İzbırak) Buzulu yer almaktadır.

Vadinin uzunluğu, enine profili, boyuna profili, asimetrisi ve kıvrımlılığı Avasipi vadisine uygulanan aynı yöntemlerle tespit edilmiştir.

Vadini uzunluğu 7555 m., başlangıç noktası 2770 m. ve bitiş noktası 1770 m. olarak tespit edilmiştir (Şekil 28).

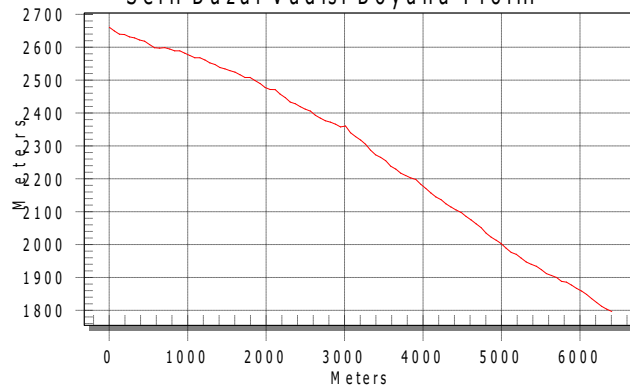
Şekil 28: Serpil Buzul Vadisi



Vadinin Boyuna Profili

Vadinin talveg çizgisinden alınan boyuna profilinde çok tipik eşik ve sürgüler gözükmemekle birlikte üç tane eşik tespit edilebilmektedir. Bunlardan ilki 2600 metrede, ikincisi 2470 metrede ve üçüncüsü 2200 metre bulunmaktadır. Vadideki eşik ve sürgülerin çok belirgin olmamasında vadinin litolojik özelliği etkilidir. Profil sirkin bittiği noktada başlayıp vadinin “V” profili kazandığı noktada son bulmuştur (Şekil 29).

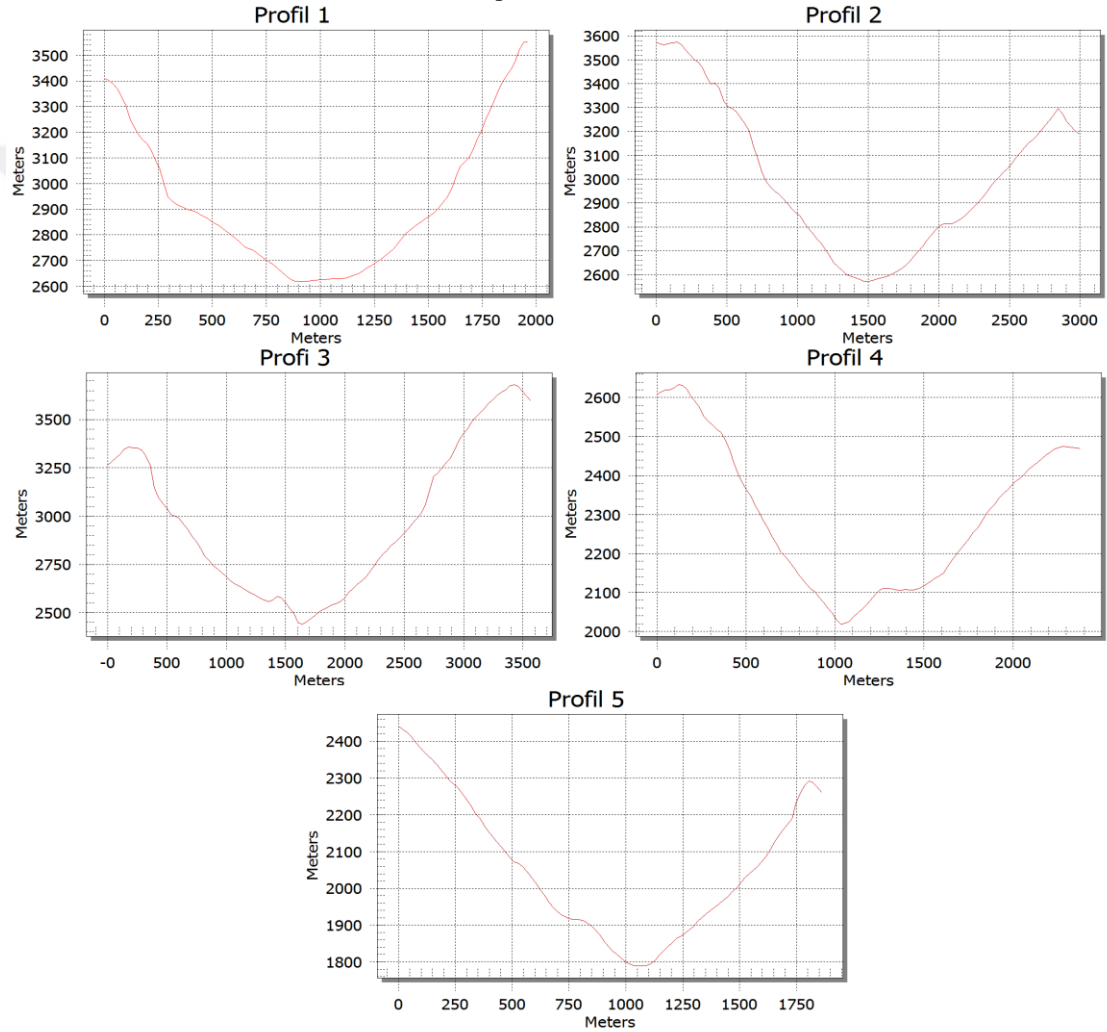
Şekil 29: Serpil Buzul Vadisi Boyuna Profili
Seril Buzul Vadisi Boyuna Profili



Vadinin Enine Profilleri

Vadinin enine profilleri vadinin başlangıç ve bitiş noktası arasında alınan 5 noktadan alınmıştır. Profiller incelendiğinde vadinin yukarı çığırından aşağı çığırına doğru “U” profilinden “V” profiline geçiş görülmektedir. 1 nolu profilde vadi tamamen tekne vadi karakterindedir. 2-3-4 nolu profillerde geçiş ve 5 nolu profilde flüvyal vadi karakterindedir (Şekil 30).

Şekil 30:Serpil Buzul Vadisi Enine Profilleri



Vadinin Asimetrliliği

Vadinin asimetrliliği için yukarıda belirtilen formül aynı şekilde bütün profillere uygulanmıştır. Profillerden 1 ve 4 no.lu profiller asimetrik, 5 no.lu profil tamamen simetrik, 2 ve 3 nolu profiller simetriğe yakındır. Vadinin genel asimetrik

durumu için profillerin ortalaması alındığında 1,05 değeri elde edilmektedir (Tablo 17).

Tablo 17:Serpil Buzul Vadisi Aimetrliliği değerleri

Profil No	Alçak-Yüksek (m)	a	b	Asimetri(a/b)	Ortalama
Profil 1	3380-3580	260	365	1,40	5,27/5 =1,05
Profil 2	2580-2780	400	480	1,20	
Profil 3	2450-2650	500	560	1,12	
Profil 4	2020-2220	700	390	0,55	
Profil 5	1780-1980	400	400	1	

Vadinin Kıvrımlılığı

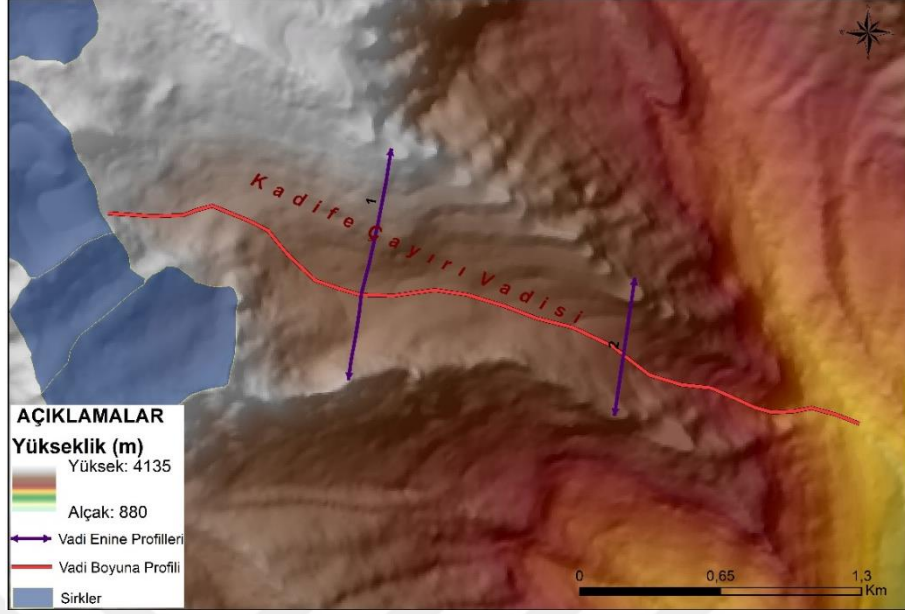
Daha önce belirtilen formül aynı şekilde uygulanarak hesaplanmıştır. Vadinin 7555 m. olan uzunluğu 5511 m. olan kuş uçuşu uzunluğuna bölünmesiyle 1,37 kıvrımlılık değeri elde edilmiştir. Bu sonuç vadinin çok yüksek kıvrımlılığa sahip olmadığını gösterir. Yalnız Avaspi Buzul Vadisi'ne göre daha kıvrımlı bir buzul vadisidir.

5.11.2.1. Serpil Buzul Vadisi'nin Tali Vadileri

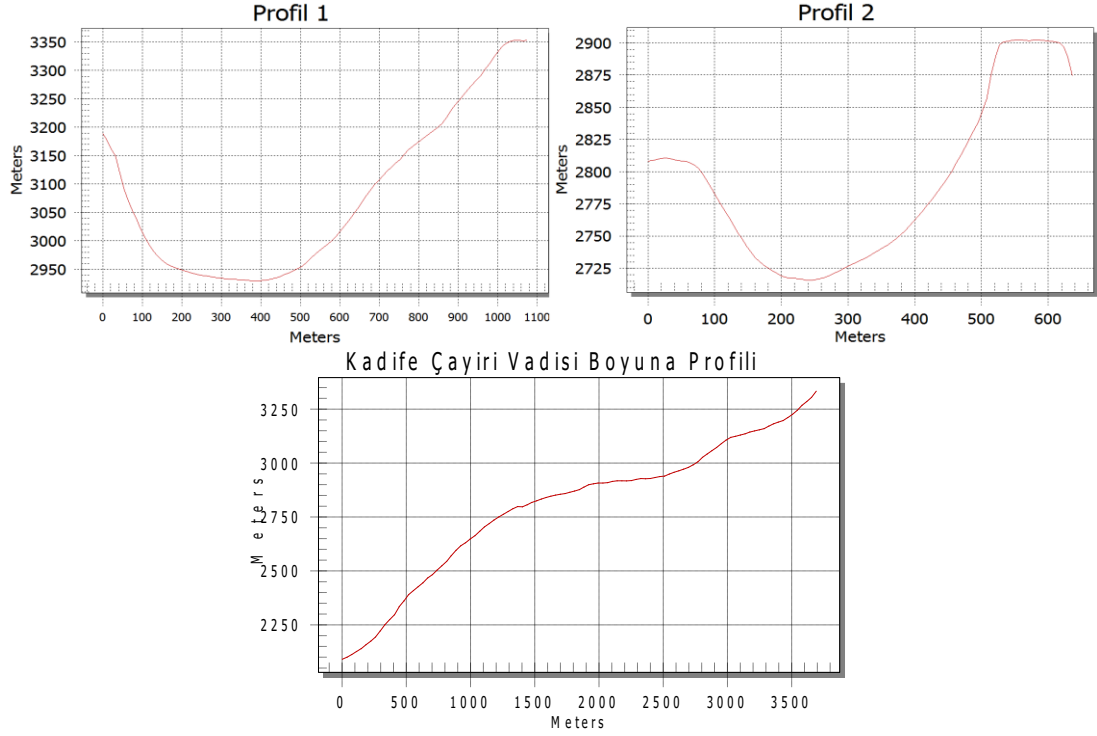
Serpil Vadisinin 1 adet tali vadisi mevcuttur. Bu vadinin adı kaynaklarda bulunmamaktadır. Bu vadideki buzullar için Erinç (Erinç 1953) Kadife Çayırı Buzulları ismini kullanmaktadır. Burdan hareketle çalışmada bu vadi için Kadife Çayırı Vadisi adı kullanılmaktadır. Vadide 2016 uydu görüntülerinden tespit edilen çekirdek şeklinde bir neve buzulu mevcuttur. Pleyistosen döneminde vadi buzullarla kaplanıp aşağıya kadar inmiştir.

Vadinin boyuna profili karakteristik bir buzul vadisi özelliği göstermektedir (Şekil 31). Bu gelişimi enine profillerden de tespit edilmekte ve karakteristik bir "U" profili göstermektedir (Şekil 32). Vadi özelliklerine bakıldığında buzullaşma yaşandığı evrede ana vadiye katıldığı noktada bir asılı vadi karakterine sahip olduğu düşünülmekte ancak bu özellik günümüze ulaşmıştır. Bunun nedeni alanı oluşturan dayanıksız ve erimeye müsait kireçtaşından oluşmasıdır.

Şekil 31: Kadife Çayırı Vadisi



Şekil 32: Kadife Çayırı Vadisi Enine ve Boyuna Profilleri



5.2. Sirkler

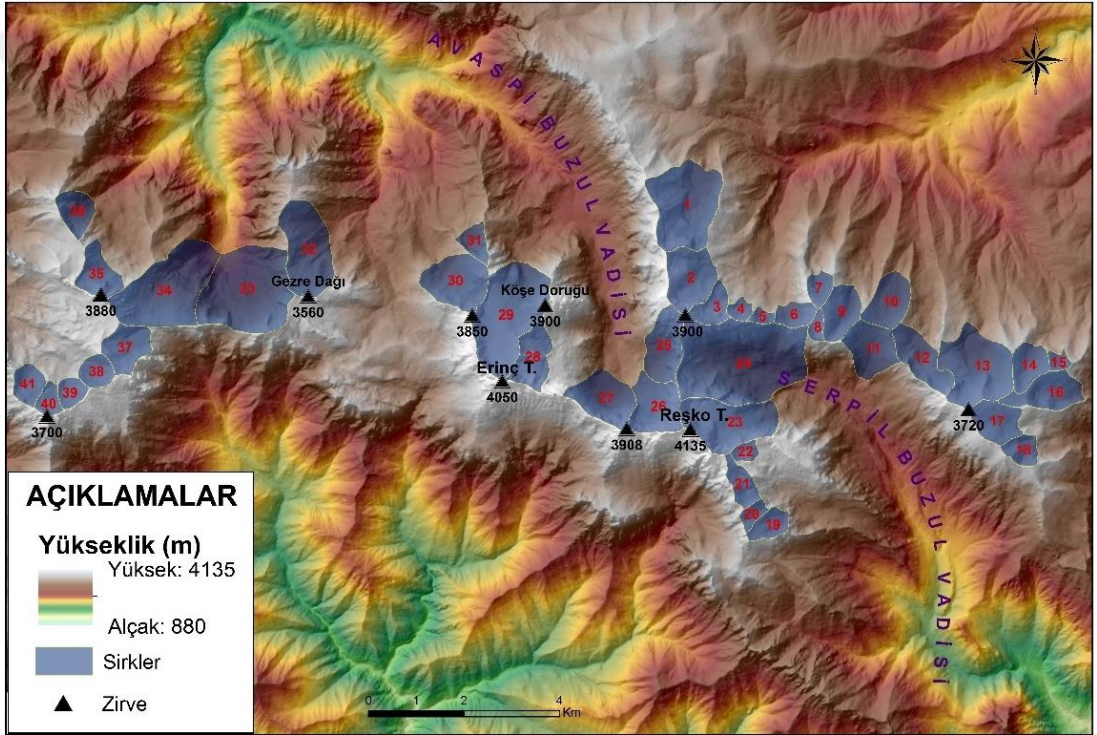
Sirk, yarım daire veya elips şeklinde, üç tarafı dikyamaçlarla kuşatılmış vadiden bir eşikle ayrılan buzullaşmanın etkisiyle oluşan kapalı çanaklardır (Erinç, 2010). Buzul vadileri geriye doğru bir veya birkaç sirkle sonuçlanabilir. Bazende

buzullaşma yalnızca sirk buzulu olarak da kalabilir. Buzullar eriyip ortadan kalkmasıyla bu çanaklara göller yerleşir.

5.2.1. Sirklerin Tespiti

Çalışmada izohipsler üzerinden DEM verisi yardımıyla belirtilen tanımlamaya uyan çanaklar tespit edilerek sirk verisi oluşturulmuştur. Sayısallaştırma sonucu çalışma alanı içerisinde 41 adet sirk tespit edilmiş ve çalışmada detaylı olarak incelenmesi açısından sirkleri 1'den 41'e kadar numaralar "ID" olarak verilmiştir (Şekil 33).

Şekil 33: Sirklerin Dağılışı



5.2.2. Sirklerin Özellikleri

Çalışma alanında bulunan sirklerin istatistiksel verileri değerlendirildiğinde, en büyüğü 5.500.000 m² (24 no.lu sirk) ve en küçüğü 138.764 m² (5 no.lu sirk) alana sahip olduğu görülmektedir. Sirklerin alanlarına göre dağılışına bakıldığında büyük bir kısmının 1 km²'den küçük olduğu ve genellikle 0,4-0,9 km² arasında alana sahip oldukları görülmektedir (Grafik 9).

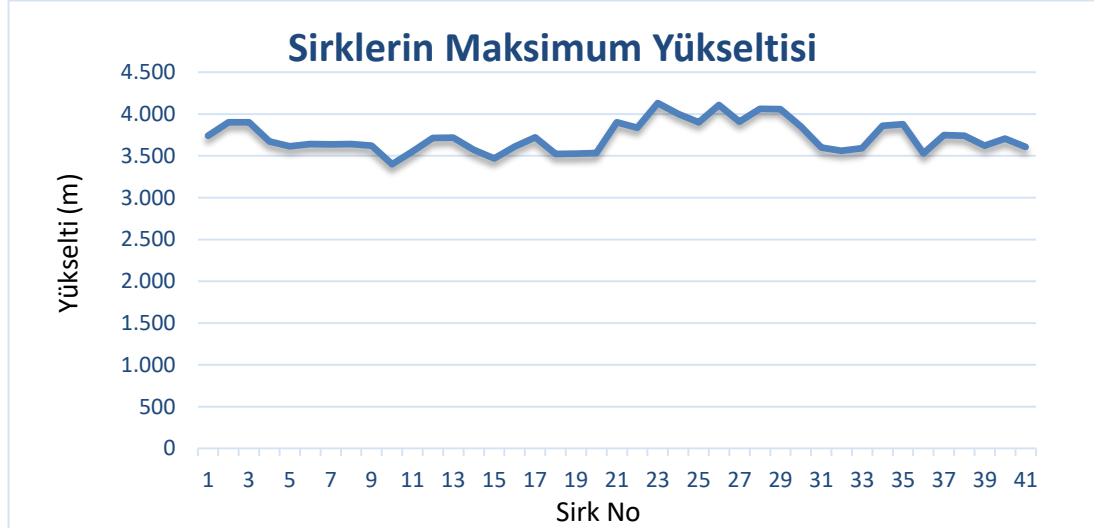
Grafik 8:Sirklerin Alanlarına Göre Dağılışı Grafiği



Sirklerin yükselti değerleri içerisinde sirklerin maksimum yükselteleri, minimum yükselteleri, ortalama yükselteleri ve maksimum-minimum yükselti arasındaki farkı incelenmiştir.

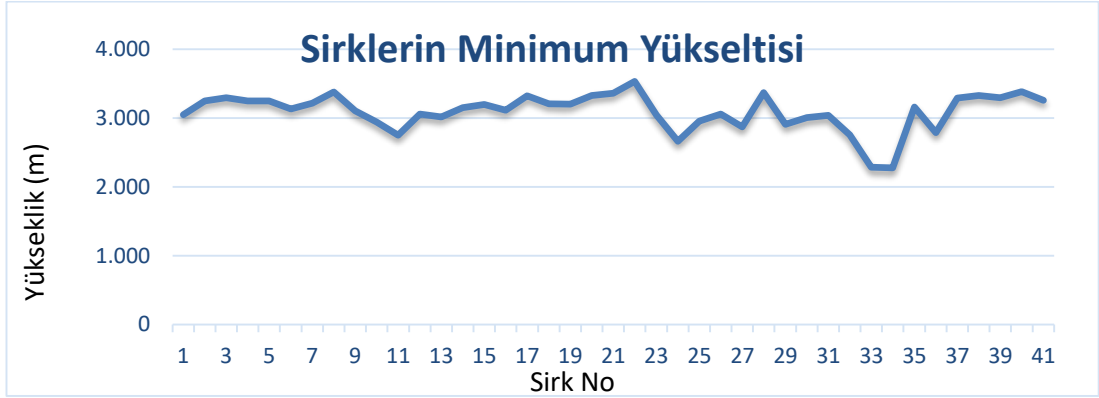
Sirklerin maksimum yükselti değerleri ortalama 3.730 metredir. Sirkler içerisinde en yüksek maksimum yükseltiye sahip sirk 4.132 m. yükseltisiyle 23 nolu sirk. Maksimum yükseltisi en düşük olan sirk ise 3.401 m. yükseltisiyle 10 nolu sirk. (Grafik 10)

Grafik 9: Sirklerin Maksimum Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği



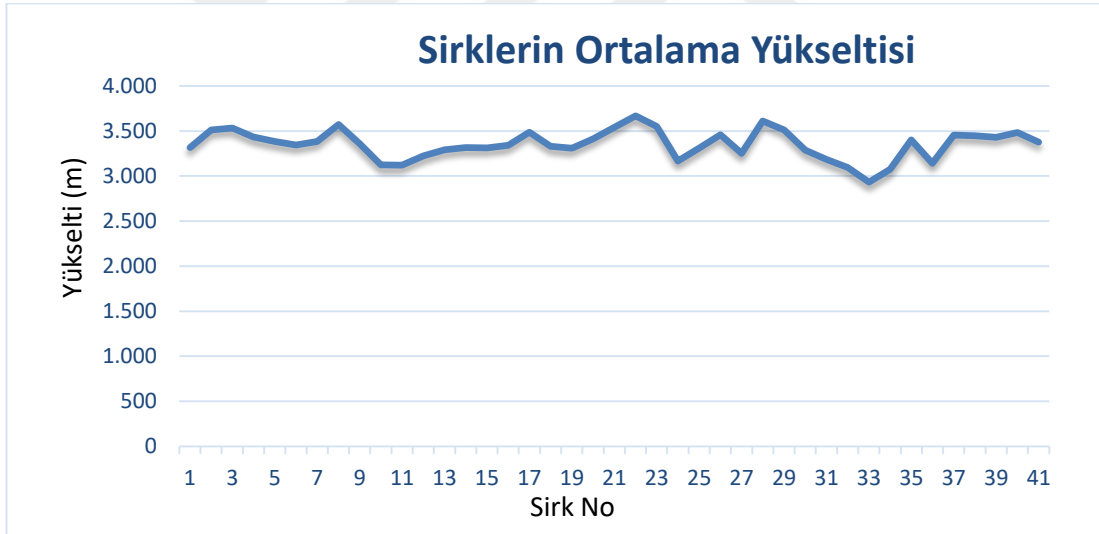
Sirklerin minimum yükseltisi, yani sirk taban yükseltisi, ortalama 3.092 m. değerine sahiptir. 34 nolu sirk en düşük minimum yükseltiye sahip sirk iken, 3.532 m. yükseltisiyle 22 nolu sirk en yüksek minimum yükseltiye sahiptir (Grafik 11).

Grafik 10:Sirklerin Minimum Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği



Sirklerin ortalama yükselti değerleri incelendiğinde ortalama 3.352 m. değerine sahiptir. Ortalamalar içerisinde 22 nolu sirk 3.669 m. yükseltisiyle maksimum ortalama yükseltiye, 33 nolu sirk 2.939 m. yükseltisiyle minimum ortalama yükseltiye sahiptir (Grafik 12).

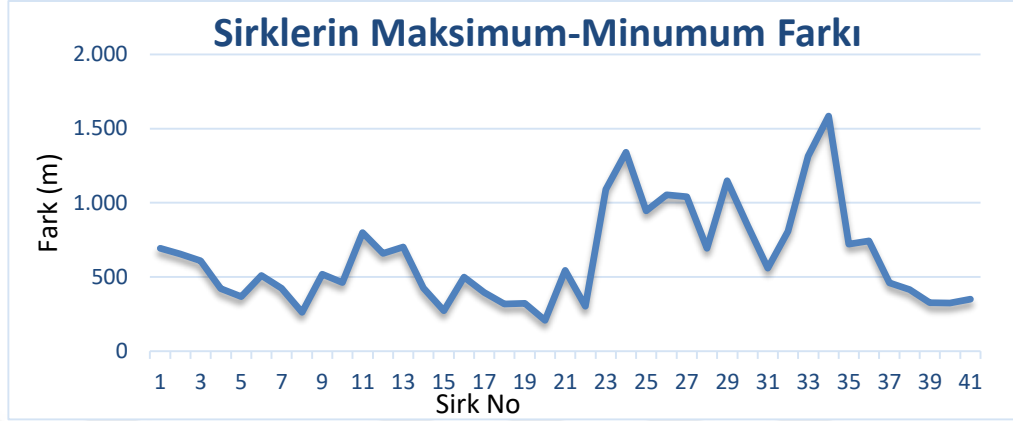
Grafik 11:Sirklerin Ortalama Yükseltisine Göre Dağılışı Grafiği



Sirklerin maksimum ve minimum yükselteleri arasındaki fark başka bir deyişle sirklerin tabanı ve tavanı arasındaki yükselti farkı sirklerin buzullaşmaya ne kadar uğradığı ve buzulların kalınlığını ve ne kadar derine aşındırma yaptığını görmemiz açısından önemlidir. Sirklerin Maksimum ve minimum yükselteleri arasındaki fark ortalama 637 metredir. Bu değer biraz yüksek çıkmasındaki faktör 7 adet sirk (23, 24, 26, 27, 29, 33 ve 34 nolu sirkler) maksimum ve minimum farkının 1.000 metrenin üzerinde olmasıdır. 34 nolu sirk 1.583 m. yükselti farkıyla en

yüksek farka ve 20 nolu sirk 208 m. yükselti farkıyla en düşük farka sahip sirklerdir (Grafik 13).

Grafik 12: Sirklerin Maksimum-Minimum Farkına Göre Dağılışı Grafiği



5.3. Buzul Gölleri

Çevresine göre daha alçakta kalan depresyonlarda, çukurlarda biriken suların oluşturduğu göller, birçok yöntemle oluşabilir. Bu yöntemlerden biri buzul sahalarında buzulların oluşturduğu sıklere buzulların ortadan kalkması sonucu yerleşen göllerdir. Buzullaşmanın yaşandığı sahalarda bu tip sirk göllerini görmek mümkündür.

Cilo Dağları'nda buzul gölleri sayısı oldukça azdır. Bunun temel sebebi sahanın litolojik özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Sahanın temel yapısı kireçtaşıdan oluştuğu için erimelere bağlı olarak sular yer altı sularına katılmakta ve yüzeyde birikmemektedir.

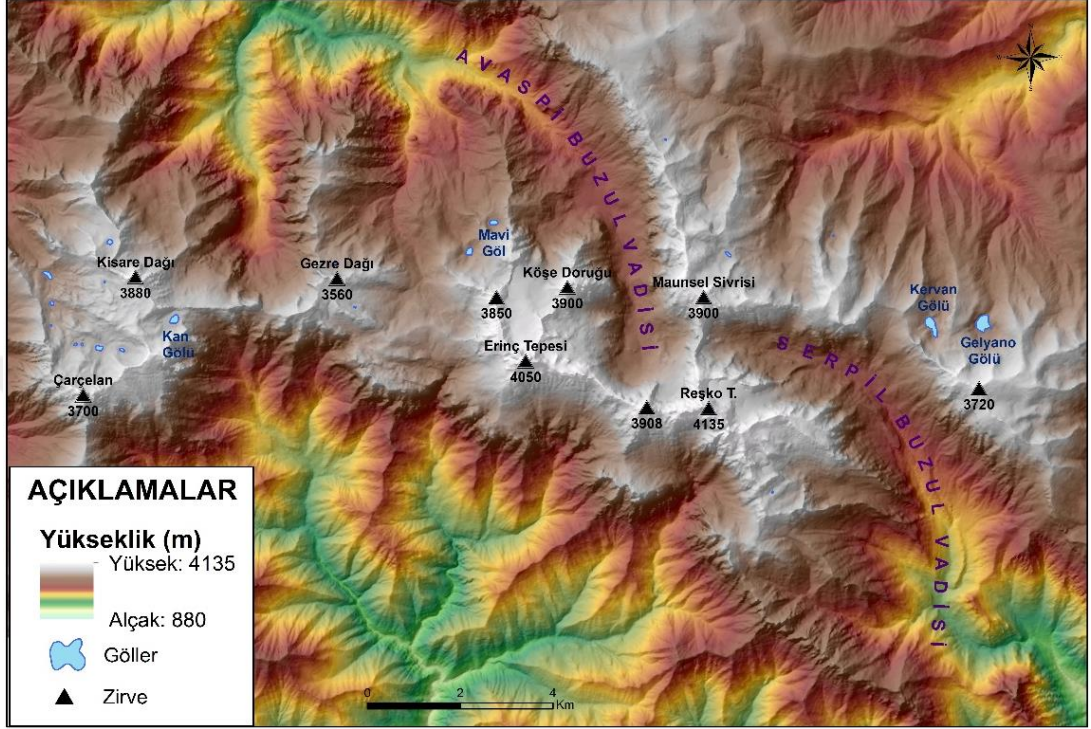
5.3.1 Göllerin Tespiti ve Değerlendirilmesi

Sahadaki göller DEM verisi, daha önce yapılan çalışmaların değerlendirilmesi ve 1/25000 ölçekli topoğrafya paftaları taranarak tespit edilmiştir. Fakat daha öncede belirtildiği gibi sahadaki göl sayısı litolojiden kaynaklı oldukça azdır.

Sahada irili ufaklı toplam 19 adet göl tespit edilmiştir (Şekil 34). Bunlardan dört tanesinin ismi kaynaklardan tespit edilmiş ve diğerlerine göre daha büyük alan kaplamaktadır. Bunlar Gelyano Gölü, Kervan Gölü, Mavi Göl ve Kan Gölü'dür. Gelyano ve Kervan Gölleri Cilo Dağları'nın Kuzey Silsilesi'nde, Mavi ve Kan Gölleri ise Güney Silsilesi'nde yer almaktadır. Göllerin yükseltisi sırasıyla Gelyano Gölü 3020 metre, Kervan Gölü 3060 metre, Mavi Göl 3040 metre ve Kan Gölü 3300

metredir. Göllerin alanı ise Gelyano 79.283 m², Kervan Gölü 61.736 m², Mavi Göl 15.052 m² ve Kan Gölü 25.048 m² alan kaplamaktadır (Tablo 18).

Şeki 34: Buzul Gölleri ve Dağılışı



Tablo 18: Ana Buzul Gölleri ve Özellikleri

Göl Adı	Yükseltisi (m)	Alanı (m ²)
Gelyano Gölü	3020	79283
Kervan Gölü	3060	61736
Mavi Göl	3040	15052
Kan Göl	3300	25048

ALTINCI BÖLÜM

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

6.1. Sonuç

Cilo Dağları Türkiye'nin en arızalı ve dağlık topoğrafyalarından biridir. Doğu Anadolu Bölgesinde Hakkâri Bölümünün Hakkâri Yöresi sınırları içerisinde kalmaktadır. Türkiye'nin en yüksek ikinci Zirvesi Reşko Tepesi'ne (4135 m) sahiptir. Cilo Dağları Güneydoğu Torosları Kıvrım Kuşağı içerisinde yer alıp Arabistan ve Avrasya levhalarıyla Anadolu levhasının tektonik hareketlerinin bir ürünüdür. Cilo Dağları, Jeomorfolojik olarak Doğu-Batı yönünde uzanan iki morfolojik birim olarak gruplanmaktadır. Bu birimler, Kuzey Sırası ve Güney Sırası olarak ele alınabilir. Bu iki birim Deri Kûn geçidi ile bir birinden ayrılır. Bir Çok yüksek zirveyi barındıran dağlık alan Pleistosen buzullaşmasından beri aktif buzullar barındırmaktadır. Bu buzullar günümüzde giderek yok olmaktadır.

Çalışma alanı gerek yabancı bilim insanları gerekse yerli bilim insanları tarafından çalışılmıştır. Fakat çalışma sayısı yetersizdir. Çalışma alanındaki buzullarla ilgili ilk bilimsel çalışma Alman bilim insanı Bobek 1940, tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda yerli bilim insanları arasında en önemli çalışmalar Sırrı Erinç tarafından yapılmıştır. Erinç tarafından yapılan 1952a, 1952b ve 1953, İzbrak 1951, Kurter ve Sungur 1980, Kurter 1988, Çiner 2003, Yavaşlı ve Ölgün 2008, Yavaşlı 2009, Bahadır ve Dikbaş 2011, Sarıkaya 2011 ve Şatır 2016 tarafından yapılan çalışmalardır. Bunlarla bereber en güncel çalışmalardan biri olan Tansu (2016) tarafından sahada toplam 26 adet buzul tespit edilmiştir.

Cilo Dağları'nda en önemli üç adet aktif buzulsahası bulunmaktadır. Bunlar Gelyaşın (İzbrak), Erinç (Suppa Durak) ve Avaspi (Mia Havara) buzullarıdır. Bu buzulların aktif buzullar son yüz yıl boyunca eriyerek yok olmaktadır. Aktif Buzulları yıllar bazlı ayrı ayrı değerlendirmek gerekir (Tablo 11).

İlk olarak yapılmış Bobek tarafından yapılmış çalışmanın sayısallaştırılmasıyla elde edilen aktif buzul alanı verisine göre Gelyaşın Buzulu 1,96 km², Batı Mia Hvara Buzulu 1,75 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,94 ve Doğu Mia Hvara 0,90 km² ve Erinç Buzulu 2,26 km²'dir.

Erinç tarafından yapılmış çalışmanın aktif buzul verilerine göre ise Gelyaşın Buzulu 1,64 km², Batı Mia Hvara Buzulu 1,15 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,73

km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,73 km² ve Erinç Buzulu 1,78 km² alan kaplamaktadır.

1975 Uydu görüntülerinden elde edilen aktif buzul verilerine göre Gelyaşın Buzulu 1,38 km², Batı Mia Hvara Buzulu 0,95 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,56 km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,65 km², Erinç Buzulu 1,61 km² ve Diğer Buzullar toplam 3,64 km² alan kaplamaktadır.

1986 uydu görüntülerinden elde edilen aktif Buzul verilerine göre Gelyaşın Buzulu 1,1 km², Batı Mia Hvara Buzulu 0,81 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,49 km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,39 km², Erinç Buzulu 0,91 km² ve Diğer Buzullar 1,89 km² alan kaplamaktadır.

1998 uydu görüntülerinden elde edilen aktif buzul verilerine göre Gelyaşın Buzulu 0,85 km², Batı Mia Hvara Buzulu 0,62 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,33 km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,26 km², Erinç Buzulu 0,85 km² ve Diğer Buzullar 0,98 km² alan kaplamaktadır.

2006 uydu görüntülerinden elde edilen aktif buzul verilerine göre Gelyaşın Buzulu 0,67 km², Batı Mia Hvara Buzulu 0,39 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,27 km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,21 km², Erinç Buzulu 0,72 km² ve Diğer Buzullar 0,32 km² alan kaplamaktadır.

2016 uydu görüntülerinden elde edilen aktif buzul verilerine göre Gelyaşın Buzulu 0,55 km², Batı Mia Hvara Buzulu 0,27 km², Orta Mia Hvara Buzulu 0,19 km², Doğu Mia Hvara Buzulu 0,15 km², Erinç Buzulu 0,54 km² ve Diğer Buzullar 0,06 km² alan kaplamaktadır.

Tablo 19:AktifBuzulların 1937-2016 Yılları Arası Alınsal Değişimi

Gelyaşın Buzulu	Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	1,96	1,64	1,38	1,1	0,85	0,67	0,55
Batı Mia Hvara	Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	1,75	1,15	0,95	0,81	0,62	0,39	0,27
Orta Mia Hvara	Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	0,94	0,73	0,56	0,49	0,33	0,27	0,19
Doğu Mia Hvara	Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	0,9	0,73	0,65	0,39	0,26	0,21	0,15
Eriñç Buzulu	Yıllar	1937	1948	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	2,26	1,78	1,61	0,91	0,85	0,72	0,54
Diğer Buzullar	Yıllar	-	-	1975	1986	1998	2006	2016
	Alan(km ²)	-	-	3,64	1,89	0,98	0,32	0,06

Buzullarla ilgili yapılmış çalışmaları da her bir buzul için ayrı ayrı değerlendirmek lazım, bu bağlamda çalışmalar incelenmiştir.

Gelyaşın Buzulu; Kutter (1988), uzaktan algılama yöntemleri kullanarak yaptığı çalışmada Gelyaşın Buzulu'nun 3000 metrede seviyesinde, 4 km uzunluğunda ve daimi kar çizgisinin yaklaşık 3600 metreden geçtiğini belirtmiştir. Çiner (2003), Gelyaşın buzulu için vadi tipi buzulu karakterinde, 8 km² alan kaplayan 4 km uzunluğunda yan ve cephe morenlerine sahip bir buzul olarak tanımlamıştır. Yavaşlı ve Ölgem (2008), 1976-1989-2006 yılları Landsat uydu görüntüleri ile *buzulu alanını* sırasıyla 1.13-1-0.87 km² olarak elde etmiştir. Yavaşlı (2009), çalışmasında 1976 ve 2007 Landsat uydu görüntüleri kullanarak 1976 yılı buzulun alanı 1.13 km², 2007 yılı 0.77 km², 31 yıllık süreçte buzul dilinin 2900 metreden 3000 metreye gerilemiş olduğunu tespit etmiş. Bahadır ve Dikbaş (2011), çalışmasında 1990 ve 2000 yılı Landsat uydu görüntüleri için kontrollü sınıflandırma

tekniklerini kullanarak yaptığı çalışmada buzul alanının 1,98 km² (1990)'den 1,3 km² (2000) ye gerilediğini ortaya koymuştur. Sarıkaya (2011) ise ASTER 2009 uydu görüntüsü üzerinden tespit ettiği sonuçlara göre gelyaşın buzulu için 0,92 km² alan, 2,10 km uzunluk ve buzulun 3016 metre ye gerilediği şeklindedir.

Mia Hvara Buzulu;

Üç kola ayrılan Mia Hvara Buzulu'nun kolları ayrı ayrı olarak değerlendirmek gerekir.

Batı Mia Hvara; Erinç (1953) buzulun daimi kar sınırı 3300 olarak belirtmiştir. Ayrıca Erinç buzulun geri çekilmesi sonucu şekil değiştirip Orta Avaspi Buzuluma dil şeklinde uzandığını belirtmiştir. Yavaşlı ve Ölgen (2008), Landsat uydu görüntülerinden buzulun alanını 1976-1989-2006 yılları arasında sırasıyla 1,52-0.73-0.43 km² şeklinde gerilediğini tespit etmiştir. Yavaşlı (2009), Batı Buzulunun 1976-2007 yılları arasında 1,52 den 0,38 km² ye gerilemiş en çok erime burada görüldüğünü alanın ¾ ünü kaybettiğini ve 2007 yılında dört parçaya ayrılmış olduğunu tespit etmiştir. Bahadır ve Dikbaş (2011), 1990-2000 yılları arasında buzul alanının 1,6 km² den 1,2 km² ye gerilemiştir. Sarıkaya (2011) Batı Avaspi Buzulu alanını 0,36 km², uzunluğunun 1,30 km ve buzul dili yükseltisinin 3270 m. olduğunu 2009 ASTER görüntülerinden tespit etmiştir.

Orta Mia Hvara; Bobek (1940) tarafından 1937 yılında 2550 metrede olduğu tespit edilen buzul, Erinç (1953) ise 1948 yılında 2750 metreye gerilediği ve daimi kar sınırınının 3000 m. olduğu söylenmiştir. Çiner (2003) buzulun Pleistosen de 9 km. ulaşmış olduğunun tahmin etmektedir. Uzaktan algılama yöntemleri kullanılarak yapılan çalışmalarda ise Yavaşlı ve Ölgen (2008), buzulun alanını 1976 yılında 0,49 km², 1989 yılında 0,43 km² ve 2006 yılında 0,3 tespit edilmiştir. Yavaşlı (2009), 1976 yılı 0,49 km² den 2007 yılında 0,22 km² ye gerilemiş olduğu şeklindedir. Bahadır ve Dikbaş (2011), 1990 yılı için 1,3 ve 2000 yılı için 0,88 olarak tespit etmiştir. Sarıkaya (2011) ise 2009 ASTER görüntüsünden buzulun alanını 0,34 km², uzunluğunun 0,9 km. ve buzul dili yükseltisinin 2808 m. olarak tespit etmiştir.

Doğu Mia Hvara; Erinç (1953), Doğu Avaspi Buzulu daimi kar sınırı 3250 metre olarak tespit edilmiştir. Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmada ise Yavaşlı ve Ölgen (2008), buzulun alanını 1976-1989-2006 yılları arasında sırasıyla 0.41-0.48-0.52 km² şeklinde tespit etmiştir. Yalnız çalışmada görüldüğü gibi azalması gereken buzul

alanı artış göstermektedir. Yazar artışın temel sebebi olarak bulutluluğu göstermiştir. Yavaşlı (2009), buzulun alanın 1976-2007 yılları arasında ise 0,63 ten 0,37 km² gerilemiş olduğunu tespit etmiştir. Bahadır ve Dikbaş (2011), buzul alanını 1990 yılı için 1,98 km² 2000 yılı için ise 1,3 km² bulmuştur. Sarıkaya (2011), 2009 Aster görüntüsü ışığında buzulun özellikleri için alanını 0,49 km², uzunluğunu 1 km. buzul dili yükseltisini ise 2989 metre olarak tespit etmiştir.

Suppa Durek (Erinç) Buzulu; Buzula ait en eski kaynak Mounsel (1901) tarafından çekilmiş fotoğraftır. Fotoğrafta buzul bugün görülenden çok daha kalın ve geniş bir buzul dili ile bugünkü seviyesinden dah aşağıda görüntülenmiştir. Buzul daha sonra 1937 yılında Bobek (1940) tarafından ziyaret edilmiştir. 1937 yılında Erinç Buzulu yükseltisi 2600 metre uzunluğu ise 3,3 kilometre olarak tespit etmiştir (Sarıkaya, 2011). Buzul 1948 yılında Erinç tarafından tekrar ziyaret edilmiştir. Erinç (1952 a) buzulun 2900 metreye gerilediğini belirtmiştir. Yazar 1953 yılı çalışmasında ise buzulun daimi kar sınırını 3400 m ve buzulun uzunluğunu ise yaklaşık 4 km olarak belirtmiştir. Çiner (2003), Suppa Durek buzulu için alanı 3 km², uzunluğu 3 km ve daimi kar sınırını da yaklaşık 3600 m olarak göstermiştir. Uzaktan algılama teknikleriyle yapılan çalışmalardan ilk olan Kurter (1980) buzulun daimi kar sınırını tespit etmeye çalışmıştır. Yavaşlı ve Ölgün (2008) çalışmasında 1976, 1989 ve 2006 Landsat uydu görüntüleri kullanılarak buzul alanı 1976 yılı 1,54 km², 1989 yılı 1,27 km² ve 2006 yılı için 1,00 km² tespit etmiştir. Yavaşlı (2009), 1976 ve 2007 görüntüleri üzerinde yapmış olduğu işlemler sonucunda buzul alanını belirtilen yıllar için 1,54 km²'den 0,76 km²'ye gerilediğini tespit etmiştir. Bahadır ve Dikbaş (2011) kullandıkları 1990 ve 2000 Landsat görüntülerinden Suppe Durek buzulunun alanını 1990 yılında 1,68 km² 2000 yılında ise 1,22 km² tespit etmişlerdir. Sarıkaya (2011) ise 2009 ASTER görüntüsünden buzulun alanını 1,01 km², uzunluğunu 1,5 km ve buzul dilinin son yükseltisini ise 3354 m. olarak tespit etmiştir.

Buzullarla ilgili Yapılan çalışmalar ve çalışmamız kıyaslandığında buzulların tespit edilen aktif alan değişimi verileri içerisinde bizim çalışmamız ve Yavaşlı ve Ölgün (2008) ile Yavaşlı (2009) çalışmaları verileri uyumaktadır. Diğer çalışmalarla arasında farklar mevcuttur.

Buzların aktif değişiminde yıllar boyunca alansal bir daralma olduğu görölmektedir. Buzullar incelenen yıllar içerisinde neredeyse buzulların hepsinde buzulların ¼ 'ü yok olmuş ve yok olmaya devam etmektedir.

Çalışma sahasındaki buzulşekillerinden en önemlisi buzul (tekne) vadilerdir. İki tane ana buzul vadisi ve 3 tane yan (tali) vadi mevcuttur. Ana vadilerin kökleri halen aktif buzullar tarafından beslenmektedir. Vadilerin yukarı çığırlarından aşağı çığırlarına inildikçe "U" profilinden "V" profiline geçişleri Enine profillerinde görmek mümkündür. Boyuna profiilerinde eşik ve sörgülerin yukarı çığırdan aşağı çığıra gidildikçe yok olduğu görölmektedir. Vadilerin asimetriği aşağı çığırda artmaktadır. Pleistosen buzullaşması kalıntıları olan tali vadilerde bir kaç sirk buzulu kalmış ve bu vadiler neredeyse "V" profilli vadilere dönüşmüş durumdadır.

Buzul şekillerinden bir diğeri sirklerdir. Çalışma sahasından 41 adet sirk tespit edilmiştir. Bu sirkelerin 1.082.059 m² ortalama alan sahip olduğu ve sirkelerin genelde 400.000-900.000 m² alan aralığında yer aldığı görölmektedir. Sirkler maksimum yükselti değerleri ortalama 3.730 metrede iken minimum yükseltisi ortalama 3.092 metrededir.

Buzul şekillerinden diğeri ise göllerdir. Çalışma sahasında irili ufaklı 19 adet göl mevcuttur. Bunlar içerisinde dört tanesini ismi mevcut ve diğerlerinden daha büyük alan kaplamaktadır. Bunların yükseltisi 3020-3730 metre aralığında ve alanları 15052-79283 m² alana sahiptir.

Çalışma sahasındaki buzul şekilleri genel olarak değerlendirildiğinde buzul şekillerinin çok iyi korunmadığı, hızlı bir şekilde bozulup ortadan kalktığı görölmektedir. Bunun temel sebebi sahanın litolojik yapısının kalker olmasıyla ilişkilidir. Nitekim Geçen (2011) tarafından Kaçkar Dağları için aynı yöntemlerle yapılan çalışma da çalışma sahasında çok daha fazla buzul şekli (buzul vadisi, sirk ve göl) tespit edilmiştir. Bu farkın temel sebebi Kaçkar Dağları'nın litolojisinin granitten oluşmasıdır.

6.2. Öneriler

Çalışma sahası için öneriler sırasıyla sıralanabilir.

- Sahadaki buzullaşma ve buzul şekillerinin Türkiye'deki nadir merkezlerden biri olması bilim insanları için sürekli merak uyandırmıştır. Bu açıdan akademik çalışmalar için teşvik edilmelidir.

- Dağlık bir kütle olan ve 3000 metrenin üzerinde birçok zirveye sahip olan ve yılın birçok bölümünde kar altında kalan sahanın en önemli potansiyellerden biri kış turizmidir. Bu potansiyel değerlendirilmelidir.
- Sahadaki yüksek kütleler ve bu kütleleri derince yarmış akarsuların varlığı sahayı birçok spor için cazib hale getirmiştir. Bu sporlardan rafting, kano, dağcılık, kaya ve buz tırmanışları, doğa yürüyüşü, dağ bisikleti gibi doğa sporları için uygun alanlardan biridir.
- Sahanın yaz mevsiminde çevresine göre çok daha serin bir merkez olması sahayı yaylacılık ve mera hayvancılığı için uygun ve cazip hale getirmektedir. Bu açıdan yayla potansiyeli değerlendirilebilir ve bu yaylalar yayla turizmine kazandırılabilir.
- Sahanın litolojik birim olarak kalkerden oluşması sahada doğal mağaralar varlığına işarettir. Bu mağaralar tespit edilip potansiyelleri değerlendirilebilir ve turizme kazandırılabilir.
- Saha insanlık tarihinin yerleşime açılmış ve kullanılmış en eski alanlarından birisidir. Sahada bulunan kültürel varlıklar korunup turizme açılabilir.
- Saha Asya ve Avrupa kıtalarının birbirine yaklaştığı bir konumda yer alması dolayısıyla iki kıtanın da türlerini barındırır ve göçebe kuşlar için bir durak noktasını oluşturmaktadır. Bu açıdan doğal güzellikleri, botanik türleri, kuş türleri ve hayvan türleri açısından sahip olduğu zenginlik ve çeşitlilikler turizme kazandırılabilir.
- Yörenin tarih boyunca birçok medeniyete ev sahipliği yapmış olması kültürel yapısı, gelenek ve görenekleri, yemek çeşitleri açısından çeşitlilik sağlamıştır. Bu çeşitliliği ve potansiyeli tanıtılarak kültürel turizm açısından değerlendirilebilir.

KAYNAKÇA

- AÇA (Avrupa Çevre Ajansı), (2004), Avrupa'nın Değişen İkliminin Etkileri, Kopenhagen.
- Ainsworth, W. F., (1842), Travels and researches in Asia Minor, Mesopotamia, Chaldea and Armenia, J. W. Parker, London.
- Alaeddinoğlu, F., (2010), Hakkâri'nin Coğrafi Özellikleri, (Ed.: Mehmet TOP), Hakkâri Valiliği, Ankara: Anıt Matbaa. S. 15-53.
- Allen, Jr .R. C., Durkee, P. A., ve Walsh, C. H., (1990), Snowcloud discrimination with multispectral satellite measurements, J. Applied Meteorology 29, 994-1004.
- Altınlı, İ.E., (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi, Maden Tetkik Arama Dergisi, Sayı: 66.
- Ardos, M., (1992), Türkiye'de Kuvaterner Jeomorfolojisi, İstanbul Üniversitesi Yay. No: 3737. İstanbul.
- Arı, Y. ve Kaya, İ., (Ed.) (2014), Coğrafyada Araştırma Yöntemleri. Balıkesir: Coğrafyacılar Derneği.
- Aronoff, S., (2005), Remote Sensing for GIS Managers, California: Esri Press.
- Bahadır M., ve Dikbaş D. E., (2011), Türkiyedeki Aktüel Buzul alanlarının CBS ve UA ile Değişim Analizi(1990-2000), TMMOB Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi, 31 Ekim-4 Kasım, Antalya.
- Bayraktar, C., (2012), Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Bobek, H., (1940), Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge, Zeitschrift für Gletscherkunde, v. 27, No. 1-2, 50-87.
- Bunting, J. T. ve d'Entremont, R. P., (1982), Improved Cloud Detection Utilizing Defense Meteorological Satellite Program Near Infrared Measurements. Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-82-0027, 91p.
- CampBell, B. J. ve Wynne, H. R., (2011), Introduction to Remote Sensing (Fifth Edition), The Guilford Press, New York.
- Charles, E. ve Zyl, V. J., (2006), Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing. John Wiley & Sons, Inc., New Jersey.

- Çiner, A., (2003), Türkiye'nin Güncel Buzulları ve geç Kuvaterner Buzul Çökeller, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 46, Sayı 1, Ankara.
- Dozier, J., and Marks, D., (1987), Snow mapping and classification from Landsat Thematic Mapper data. *Annals of Glaciology* 9:97–103.
- Dozier, J., and Frew, J., (1990), Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE28 (5):963–969.
- Dozier, J., (1994), Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing Environ*, 28, 9-22.
- Ege, İ., ve Tonbul, S., (2005), Soğanlı Dağı'nda Karstlaşma-Buzullaşma İlişkisi. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V-283-293, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Erinç, S., (1952a), Glacial Evidences of the Climatic Variations in Turkey, *Geografiska Annaler.*, sayı: 1-2, 89-98.
- Erinç, S., (1952b), The Present Glaciation in Turkey: Proceedings of the VIIIth General Assembly, XVIIth Congr. Inter. Geogr., 326-330.
- Erinç, S., (1953), Van'dan Cilo Dağlarına, İ.Ü. Coğr. Enst. Derg. Sayı: 3-4, 84-106.
- Erinç, S., (2010), Jeomorfoloji II (Güncelleştirenler Ahmet Ertek ve Cem Güneysu), Der Yayınları, İstanbul.
- Erol, O., (1979), 1979 Dördüncü Çağ, Ankara Üniversitesi DTCF yay. No:289, Ankara.
- Geçen, R., (2011), “Evaluation of Glaciation and Glacial Shapes Using Geographic Information Systems and Remote Sensing (Eastern Black Sea), Basılmamış Doktora Tezi, ODTÜ Jeodezi ve Coğrafi Bilgi Teknolojileri Bölümü, Ankara.
- Gönençgil, B., (2008), Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Hakkâri İl Çevre ve Şehircilik Müdürlüğü, 2015, Hakkâri İli Çevre Durum Raporu, Hakkâri.
- İşlem A.Ş. (2002). Uzaktan Algılama. Ankara.
- İzbrak, R., (1951), Cilo Dağı ve ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları, Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları No. 67, Coğrafya Enstitüsü No. 4.

- Kamacı, S., (2015), Hakkâri İlinde Ekoturizm Olanaklarının Araştırılması, yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van.
- Karabulut, M., (2005), Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Otomatikleşmiş Coğrafya. Ege Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu, Nisan 27-29.
- Keshri, A. K., Shukla, A. and Gupta R. P., (2009), ASTER Ratio İndecies for Supraglacial Terran Mapping. *International Journal of Remote Sensing* 30:2, 519-524.
- Kurter A., (1988), Glaciers of Turkey, In Williams R. S., Ferrigno J. G., *Glaciers of the Middle East and Africa*, U.S. Geological Survey 1386-G-1
- Kurter A., Sungur K., (1980), Present Glaciation in Turkey, *World Glacier Inventory – Proceedings of Rierderalp Workshop*, IAHS-AISH Publ.No: 126, 155-160.
- Kurter, A., (1979), *Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri*. İstanbul: İ.Ü Coğrafya Enstitüsü yayını
- König, M., Winther, J-G. and Isaksson E., (2001), Measuring snow and glacier ice properties from satellite, *Reviews of Geophysics* 39 (1):1–27.
- Lillesand, M. T., Ralph, W. K. And Jonathan, W. C., (2004), *Remote Sensing And Image Interpretation (Fifth Edition)*. U.S. A: John Wiley & Sons, Inc.
- Maunsell, F. R., (1901), Central Kurdistan, *Geographical Journal*, v. 18, No. 2, 121-144.
- Nik Sistem İnşaat Ticaret LMT. ŞTİ. (2005), *Uydu Görüntüleri Rehber Kitapçığı*. İstanbul.
- Paul, F., Huggel C. and Kaab A., (2004a), Combining Satellite Multispectral İmage Data and a Digital Elevation Model for Mapping Debris-Covered Glaciers, *Remote Sensing Enviroment* 89: 510-518.
- Paul F., Kaab A., Kellenberger T., Maisch M. and Haeberli W., (2004b), Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data, *Geophysical Research Letters*, Vol:31, L21402.
- Raup B., Kaab A., Kargel, J. S., Bishop, M. P., Hamilton, G., Lee, E., Paul, F., Soltesz, D., Khalsa, S., Beedle, M. and Helm, C., (2007), Remote Sensing and GIS Tecnology in The Global Land İce measurements from Space (GLIMS) Project, *Computers & Geosciences* 33: 104-125.

- Reddy, M. A., (2008), Textbook of Remote Sensing and Geographical Information Systems (Third Edition). Hyderabad:BS Publications.
- Riggs, G. A., Hall, D. K. and Salomonson, V. V., (1994), A Snow Index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectrometer, Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 94) 4, 1942-1944.
- Rott, H., (1994), Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery, Advances in Space Research, 14, 217-226.
- Sarıkaya, M. A., (2011), Türkiye'nin Günel Buzulları, Fiziki Coğrafya Kurumları: Sistematik ve Bölgesel, Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, Sayı 6: 527-544, İstanbul.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A. ve Zreda, M., (2011), Quaternary Glaciations Of Turkey, In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes, editors: Developments in Quaternary Science, Vol. 15, Amsterdam, The Netherlands, pp. 393-403. ISBN: 978-0-444-53447-7, © Copyright 2011 Elsevier B.V. Elsevier.
- Sarıkaya, M. A. ve Çiner, A., (2015), The Late Quaternary glaciations in the Eastern Mediterranean, In: Quaternary Glaciation in the Mediterranean, Editors: Philip D. Hughes and Jamie C. Woodward, Geological Society of London, Special Publications, 433, <http://doi.org/10.1144/SP433.3>
- Sarıkaya, M. A. ve Tekeli, A. E., (2014), Satellite inventory of glaciers in Turkey, In: Global Land Ice Measurements from Space, Kargel, J.S., Leonard, G.J., Bishop, M.P., Kääb, A. and Raup, B. (Eds.), PraxisSpringer (Publisher), Berlin Heidelberg
- Satır, O., (2016), Comparing the Nstalite İmage Transformation Techniquis for Detecting and Monitoring the Continuous Snow Cover and Glacier in Cilo Mountain Chain Turkey, Ecological Indicators, 69: 261-268.
- Sibandze, P., Mhangara, P., Odindi, J. and Kyango, M., (2014), A Comprasion of Normalised Difference Snow Index (NDSI) Normalised Difference Prencipal Component Snow İndex (NDPCSI) tecniques in Distinguishing Snow from Releated Land Cover Types, South African Journal of Geomatics, Vol.3, No.2, August
- Turoğlu, H., (2008), Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Temel Esasları, Çantay Kitabevi. (Genişletilmiş ikinci Baskı), İstanbul.
- Türkeş M., (2010), Klimatoloji ve Meteoroloji, Kriter Yayınevi, İstanbul,

- Wright, H. E., (1962), Pleistocene glaciation in Kurdistan, *Eiszeitalter und Gegenwart*, v. 12, 131-164.
- Xiao, X., Shen, Z. and Xiaoguan, Q., (2001), Assessing The Potantial of Vegetation Sensor Data for Mapping Snow and İce Cover: A Normaled Difference Snow and ice index, *İnternational Joyrnal of Remote Sensing*, 22:13, 2479-2487.
- Yavaşlı, D. D. ve Ölgren, K., (2008), Assessing the Variation of Recent Glaciers İn Buzul (Cilo) Mountain Remote Sensing and Meteorological Data, *International Conference on Geographic Information Systems (IGIS)*, 2-5 July, s:163-170, İstanbul.
- Yavaşlı, D. D., (2009), Türkiye Buzullarındaki Değişikliklerin Uzaktan Algılama ile Belirlenmesi, Basılmamış Yüksek lisans Tezi, Ege Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, İzmir.
- Yeşilyurt, S. ve Doğan, U., (2010), "Munzur Dağları'nın buzul jeomorfolojisi: CBS ve uzaktan algılama yöntemleri ile bir değerlendirme", TÜCAUM VI. Ulusal Coğrafya Sempozyumu (3-5 Kasım 2010) Bildiriler Kitabı ss. 287-288, Ankara.
- Yin, D., Cao, X., Chen, X., Shao, Y. and Chen, J., (2013), Comparison of Thresholding Methods for Snow-Cover Mapping Using Landsat TM Imagery, *International Journal of Remote Sensing*, 34:19, 6529-6538.
- Yomralıoğlu, T., (2009), Coğrafi Bilgi Sistemleri: Temel Kavramlar ve Uygulamalar İber Ofset (5. Baskı), Trabzon.
- Yurt Ansiklopedisi, 1985, Hakkari Maddesi Cilt, s:3291-3354, İstanbul
- <http://www.hakkari.gov.tr/tarihce-ve-cografı-yapı>; erişim 25.02.2017