

# Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

## Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



### Araştırma Makalesi / Research Article

## ARAS DAĞLARI'NIN BUZUL JEOMORFOLOJİSİ: YENİ BİR BUZULLAŞMA ALANI ZOR DAĞI'NDAN JEOMORFİK BULGULAR (DOĞU ANADOLU/İĞDIR-AĞRI)

### Glacial Geomorphology of The Aras Mountains: Geomorphological Findings From A New Glaciation Area, Zor Mountain (Eastern Anatolia/İğdir-Ağrı)

Yahya ÖZTÜRK<sup>a</sup> & Halil ZORER<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Van

yhztrk@hotmail.com [id https://orcid.org/0000-0001-8639-7237](https://orcid.org/0000-0001-8639-7237)

<sup>b</sup> Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Van

halilzorer@yyu.edu.tr [id https://orcid.org/0000-0002-2978-4908](https://orcid.org/0000-0002-2978-4908)

#### Makale Tariğesi

Geliş 24 Ekim 2024

Kabul 23 Aralık 2024

#### Article History

Received 24 October 2024

Accepted 23 December 2024

#### Anahtar Kelimeler

Aras Dağları, Zor Dağı, Buzul Jeomorfolojisi

#### Keywords

Aras Mountains, Zor Mountain, Glacial Geomorphology

#### Atıf Bilgisi / Citation Info

Öztürk, Y. & Zorer, H. (2025) Aras Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi: Yeni Bir Buzullaşma Alanı Zor Dağı'ndan Jeomorfik Bulgular (Doğu Anadolu/İğdir-Ağrı) / Glacial Geomorphology of The Aras Mountains: Geomorphological Findings From A New Glaciation Area, Zor Mountain (Eastern Anatolia/İğdir-Ağrı), Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2025 (14): 1-30.

doi: 10.46453/jader.1572885

#### ÖZET

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun doğusunda Küçük Kafkaslar'ın güneyinde bulunan Zor Dağı, Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı dahilindeki en önemli stratovolkanik yükselimlerden biridir. Doğrultu atımlı fay sistemlerinin açılma çatlağı şeklinde karakter sergilemesiyle gelişen volkanizma, Zor Dağı yükseliminin morfojenezinden sorumlu temel yapısal süreçtir. Dağ, yükseltisi 3220 metreyi geçen iki zirveye sahiptir ve dağın iki krateri vardır. Bunların yanında Zor Dağı, kuzeyden Ararat güneyden ise Doğubeyazıt-Gürbulak havzalarını ayırmaktadır ve ayırdığı havzalar arasındaki konumundan dolayı batı sektörlü rüzgarlara cephe oluşturan bir morfografik uzanıma sahiptir. Dağa dair bu topoğrafik, jeomorfik ve morfografik özellikler dağın Geç Kuvaterner'de önemli buzullaőmalara sahne olmasını sađlamıő ve bu çalışmayla dağlık alanın buzul jeomorfolojisi ilk defa ele alınmıştır. Özellikle K, KD ve D sektörlü yamaçlarda önemli buzullaşma alanları gelişen dağda toplamda yedi buzul vadisi ve yirmiiki sirk tespit edilmiş, buzul jeomorfolojisine dair bu yapıların çeşitli lokasyonlarında ise farklı jeomorfik dokuda morenler ve buzul çökelleri gözlemlenmiőtir. Bölgesel atmosferik süreçlerin orografik zorlanmalarla yeniden şekillenmesi buzullaőmadan sorumlu ana parametrelerden birini oluőtururken, krater morfolojisinin buzullaşma süreçleri üzerinde yönlendirici bir topoğrafik fenomen olduğu da görülmektedir. Yaklaşık olarak 27,21 km<sup>2</sup> alan kaplayan buzullaşma alanında paleo-kalıcı kar sınırı 3 farklı metotla (AAR, AABR, MGE) hesaplanmış ve ortalama ~2538 m olarak belirlenmiştir. Bunun yanında buzul vadilerinde paleo buzul kalınlığı ~150 metreye kadar çıkarken, buzullaşmanın ~1900 metrelere kadar indiği tespit edilmiştir. Çalışmada buzul jeomorfolojisini ve yönlendiren süreçleri daha iyi yorumlama adına Arcmap Desktop 10.5 ve Saga 6.4.0. programları kullanılmış ve çeşitli haritalar (kırmızı rölyef, solar radyasyon değerı, topoğrafik açıklık indeksi, rüzgar etki indeksi, vadi derinlik oranı) üretilmiştir. Son Buzul Maksimumu'nda geliőtđi düşünölen buzul jeomorfolojisine dair elde edilen tüm jeomorfik, kartoğrafik ve morfometrik veriler, Zor Dağı'nın Anadolu'da buzullaşmaya uğramıő önemli volkanik yükselimlerden biri olduğunu göstermektedir.

#### ABSTRACT

Zor Mountain, located in the south of the Lesser Caucasus in the east of the Eastern Anatolian High Plateau, is one of the most important stratovolcanic mount within the Aras Volcanic Mountain Belt. The mountain has two peaks with an elevation of over 3220 metres and two craters. In addition, Mount Zor separates the Ararat basins from the north and the Doğubeyazıt-Gürbulak basins from the south and due to its position between the basins it separates, it has a morphographic extension that forms a front to the westerly moist winds. These topographic, geomorphic and morphographic features of the mountain enabled the mountain to be the scene of important glaciations in the Late Quaternary and the glacial geomorphology of the mountainous area has been discussed for the first time in this study. A total of seven glacial valleys and twenty-two cirques were identified on the mountain where important glaciation areas developed especially on the N, NE and E sector slopes and moraine deposits with different geomorphic textures were observed in various locations of these structures related to glacial geomorphology. While the reshaping of regional atmospheric processes by orographic forcings constitutes one of the main structural parameters responsible for glaciation. It is also seen that

crater morphology is a guiding topographic phenomenon on glaciation processes. In the glaciation area covering an area of approximately 27.21 km<sup>2</sup>, the paleo-equilibrium line was calculated by 3 different methods (AAR, AABR, MGE) and determined as ~2538 m on average. In addition, while the palaeo-glacier thickness in the glacial valleys was up to ~150 m, it was determined that the glaciation decreased to ~1900 m. In the study, Arcmap Desktop 10.5 and Saga 6.4.0. programmes were used to better interpret the glacial geomorphology and the processes driving it and various maps (red relief, solar radiation value, topographic openness index, wind effect index, valley depth ratio) were produced. All geomorphic, cartographic and morphometric data on the glacial geomorphology which is thought to have developed during the Last Glacial Maximum, show that Zor Mountain is one of the important volcanic elevations in Anatolia that has undergone glaciation.

© 2025 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology  
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Located in the south of the Lesser Caucasus, the Aras Mountains are a volcanic mount affected by Late Quaternary glaciation. Zor Mountain, with a summit elevation of 3220 metres in the east of the 100 km long mountainous range, is one of the elevations in the Aras Mountains where Late Quaternary glacial processes can be seen but not included in the glacial geomorphology literature (Figure 1). Zor Mountain (Figure 1), which is lined by tectonic depressions such as the Ararat (Karakhanian et al., 2004) or palaeo-Ağrı Basin (Gürbüz and Şaroğlu, 2019) to the north and Balıkgöl tectono-fluvial valley and Doğubeyazıt-Gürbulak basins (Şaroğlu, 1986) to the south, has the character of a mountain separating these low basins. Glaciation, especially on the N, NE and E sector slopes, has produced glacial deposits covering large areas. It is seen that there are several earth science-based studies with different contents around Zor Mountain (Şaroğlu, 1986; Şaroğlu and Yılmaz, 1986; Öztürk, 2020; Utlu and Ghasemlounia, 2021). Therefore, the main purpose of this study is to bring the glacial morphology of Zor Mountain to the literature. In this context, it is also aimed to contribute to the glaciation area and glacial geomorphology literature of Anatolia.

### Material and Method

In order to better understand the 6 glaciation areas and cirques on DEM, the Red Relief Map was produced by using Arcmap 10.5 and Saga 6.4.0 programmes together, and especially the detection of cirques and lateral moraines was facilitated. In addition, using the Palaeo-ELA calculation tool developed by Pellitero et al.

(2015) and successfully used in some glacial areas of Anatolia (Canpolat, 2022; Keserci et al., 2023; Seven, 2024), the paleo equilibrium-line altitude of the mountain was determined according to 3 different methods (AAR: Acumulation Area Rate, AABR: Altitude Balance Ratio, MGE: Median Glasier Elevation) were calculated. For AABR, the ratios of 1.56 and 1.69 were calculated according to recent publications (Rea, 2009; Pellitero et al., 2015; Oien et al., 2022; Keserci et al., 2023), while for the AAR method, the ratios of 0.58 and 0.65 were taken into account as recommended in the literature. Using the calculation tool, glaciation areas were considered separately and the average pELA for Zor Mountain was determined by averaging all methods. Similarly, the GlaRe tool developed by Pellitero et al. (2016) was used to calculate the value of palaeo-glacier thickness in the glaciation units in the mass. Since crater morphology and fluvial erosion in the pre-glacial period have a directive effect on the development course of glaciation on Zor Mountain, in order to interpret and verify these parameters, analyses such as Topographic Cleavage Index, Wind Impact Index and Valley Depth Index were performed using mapping tools developed by Conrad et al. (2015) and integrated into the Saga 6.4.0. program, and the results obtained were mapped in the Arcmap 10.5 program.

### Findings

Zor Mountain in the Aras Volcanic Mountain Belt has a rich glacial geomorphological landscape. During the field studies, 22 cirques and 7 glacial valleys were identified within the mass. While there are traces of glaciation

especially on the N, NE and E slopes in the mass, no strong traces of glaciation were found on the S and W sector slopes due to the aspect and morphological conditions. It is seen that glaciation processes are roughly concentrated at 6 points in the mass. These are; Central In-Crater Glaciation Area (In-Crater Cirques, Kapo Cirques, Havsala Glacier Valley, Enver Glacier Valley, Kapo Glacier Valley, Zor Glacier Valley) (Figure 3a, 3e), Serbent Glaciation Area (Serbent Cirques, Serbent and Gülpınar glacier valleys) (Figure 3b), ıngıl Glaciation Area (ıngıl 1, 2 and 3 circles) (Figure 3c), Beto-Dz Plateau Glaciation Area (Beto and Dz plateau circles) (Figure 3d), Dumanlı Glaciation Area (Dumanlı Circus) (Figure 3f) and Egirmez Glaciation Area (Egirmez circles and glacier valley) (Figure 3g).

### Discussion

Although Zor Mountain is located in a region dominated by continental climate conditions, it is a very high and massive elevation compared to the topographical structure in the immediate vicinity. For this reason, it is thought that this system is also effective on the Late Quaternary glaciations on the mountain, which is open to the wind systems coming from the environment. Zor Mountain is a Plio-Quaternary aged volcanic mountain with a double eruption centre. The north-facing inner slopes of both craters of the mountain have morphologically transformed into areas where glaciers can settle and develop. The visual and numerical outputs obtained in order to understand the paleo-glacier thickness on Zor Mountain yielded results compatible with the morphological structure. As a matter of fact, it is seen that glaciers are thicker in deep valleys where topographic cleavage is high and in the crater (Figure 11c) compared to other units (Figure 12, Table 1). For example, in the Zor Glacier Valley in the In-Crater Glaciation Area, the glacier thickness reaches 150 metres. According to the mapping results obtained from the CHELSA database in order to interpret the climatic characteristics of the mass in the SBM, which is the glaciation period that we think is responsible for the glacial geomorphology on Zor Mountain, it is seen that the temperature in the mass decreased to  $-5.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  in the LGM

(Figure 13a). Matching this value with the current temperature value ( $1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (Figure 2b) reveals that the summit region of the massif is approximately  $7.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  colder than today. This inference is in close agreement with the view that the temperature in the interior of Anatolia is  $8\text{-}11\text{ }^{\circ}\text{C}$  colder in the LGM.

### Result

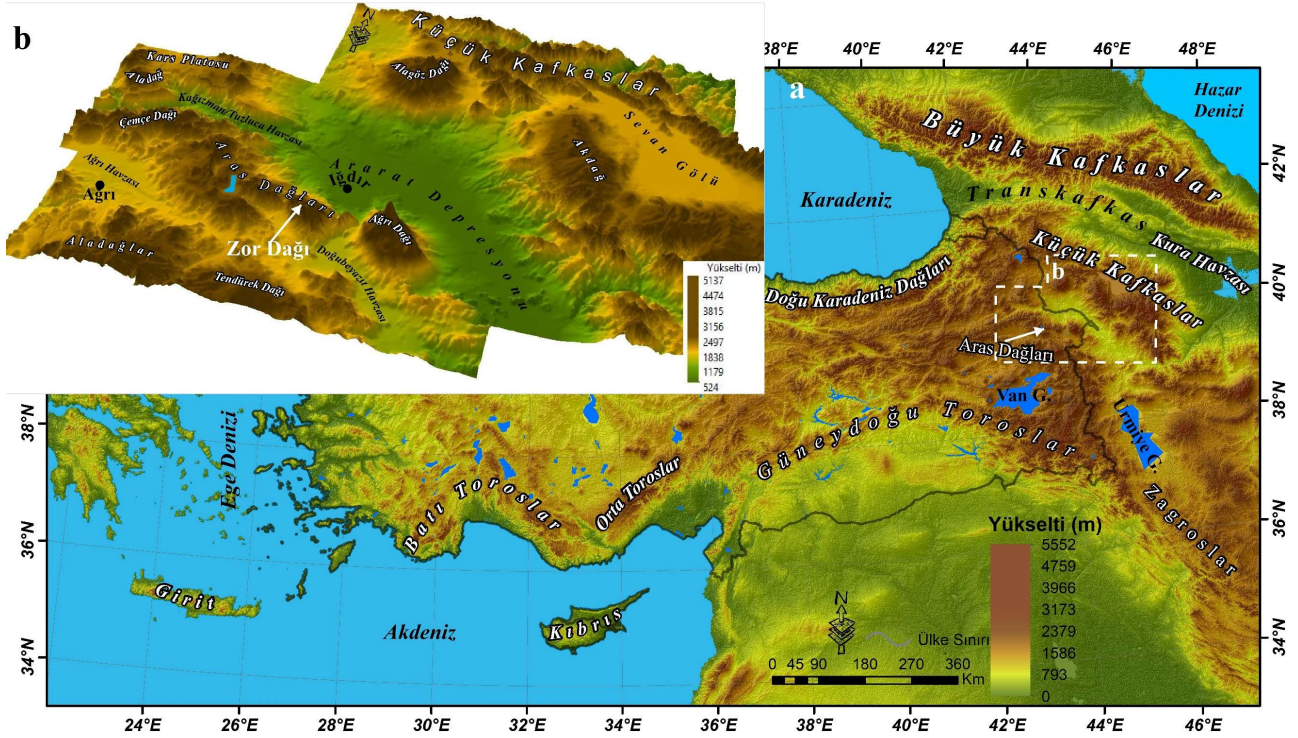
Zor Mountain's elevation of approximately 3225 m provides sufficient hypsometric conditions in terms of glaciation, while the other conditions of the mountain together with its immediate surroundings have ensured the effective development of glacial processes. The fact that Zor Mountain is the front of the westerly winds within the regional atmospheric processes enables it to receive abundant orographic precipitation due to morphographic stresses, while the double cratered geomorphic structure of the mountain has turned morphology into a guiding parameter on the course of glacier development. Due to the morphological texture and aspect conditions provided by the craters, many cirques and glacial valleys developed on the north-facing slopes of the craters and glaciers descended to 1900 m under the influence of favourable topographic conditions due to deep pre-glacial fluvial cleavages. Under the control of regional atmospheric and local topographic/geomorphic effects, a total of 6 glaciation areas developed in an area of approximately  $27.21\text{ km}^2$  under the influence of glaciation in the mass, while 22 cirques and 7 glacial valleys are observed in these areas. Due to the fact that glaciation in Dumanlı Yayla, ıngıl, Beto-Dz yayla glaciation areas remains in the form of cirque glaciation; Serbent, Egirmez and Merkezi glaciation areas develop in the form of valley glaciation, it is seen that both Pirene type and Alpine type glaciation is experienced in the massif. As a result of the calculations made in the GIS environment, the paleo equilibrium-line altitude of Zor Mountain was calculated by 3 different methods and an average value of 2538 m was determined. This value reflects that the Late Quaternary glaciation was quite effective on Zor Mountain, despite the high intensity of continentality in the region.

## 1.GİRİŐ

Anadolu yarımadası, tektonizma veya volkanizmayla ilişkili yüksek orografik sistemlerden dolayı orta kuŐakta Akdeniz iklim sistemi dahilinde olmasına rağmen Kuvaterner buzullaŐmalarına sahne olmuş birÇok alana sahiptir (Kurter, 1991; iner, 2003; Bayrakdar vd., 2015; ılĐın, 2015; Dede, 2016; AkÇar vd., 2017). Özellikle Toros ve Doğu Karadeniz dağ kuŐakları buzullaşmanın Şiddetli gerŐekleŐtiĐi bölgelere karşılık gelirken yükseltileri 3000 metreyi geÇen volkanik ykselimlerde de buzul sreŐlerine dair jeomorfik kayıtlar görülebilmektedir (Sarıkaya, 2011). Volkanizmanın dolayısıyla yüksel volkanik ykselimlerin oldukÇa geniş sahalara kapladığı Doğu Anadolu Yüksel Platosu'nda (DAYP) da birÇok noktada Kuvaterner buzullaŐmasının izlerine rastlanmaktadır. Kuzeyden Kafkas Bindirmesi (Ataman vd., 1975; Avagyan vd., 2010) güneyden ise Bitlis-Zagros Bindirme Zonu (Şaroğlu, 1986; Okay vd., 2010) tarafından sınırlandırılan DAYP (Şengör vd., 2003), Kuvaterner boyunca önemli buzullaŐmalara maruz kalmış birÇok volkanik yükselime sahiptir. DAYP sınırları dahilinde kalan Büyük AĞrı Dağı (Blumenthal, 1959; Sarıkaya, 2012; YavaŐlı vd., 2015; Azzoni vd., 2017; YalÇın, 2019), Mescit Dağı (Atalay, 1983; Kahraman, 2015), Bingöl Dağı (Tonbul, 1997), Süphan Dağı (Kesici, 2022), adır Dağı (Dede, 2009), Kısır Dağı (Bayrakdar vd., 2024) gibi yükselti platoda buzullaşmaya uĐramıŐ volkanizma kökenli dağların başında gelmektedir. Ayrıca DAYP'in ŐeŐitli lokalitelerinde Esence (KeŐiŐ) (Akkan ve Tuncel, 1993; Seven, 2024) İhtiyarşahap (Yeşilyurt vd., 2018), Munzur (Mercan) (Bilgin, 1972; ılĐın, 2013), KarÇal (Dede, 2023), Cilo (İzbırak, 1951), Bağırpaşa (ılĐın vd., 2024) gibi dağlar da buzullaşmaya maruz kalmış diğer sedimanter-metamorfik kökenli orografik sistemleri temsil etmektedir. Bununla birlikte kıtasal çarpıŐmayla ilişkili yoğun volkanizmaya sahne olmuş DAYP'ta (Keskin, 2003; Keskin, 2007; Oyan vd., 2023) buzullaşmaya maruz kalmış diğer volkanik yükselimler henüz yeterince bilinmemektedir.

DAYP'in doğusunda, KŐk Kafkaslar'ın güneyinde yer alan Aras Dağları da GeÇ Kuvaterner buzullaşma hareketlerinden etkilenmiŐ KB-GD eksenli volkanik bir ykselidir. Yaklaşık 100 km uzunluğundaki dağlık silsilenin doğusunda zirve yükseltisi 3220 metreyi geÇen Zor (Hama) Dağı, Aras Dağları'nda GeÇ Kuvaterner buzul sreŐlerinin görülebildiği ancak buzul jeomorfolojisi literatüründe yer almayan yükselimlerden biridir (Şekil 1). Kuzeyinde İĞdir Ovası'nın konumlandığı Ararat (Karakhanian vd., 2004) ya da paleo-AĞrı Havzası (Gürbüz ve Şaroğlu, 2019), güneyinde ise BalıŐgl tektono-flüvyal oluğu, Doğubeyazıt-Gürbulak havzaları (Şaroğlu, 1986) gibi tektonik depresyonların sıralandığı Zor Dağı (Şekil 1) bu alÇak havzaları birbirinden ayıran morfografik bir eŐik karakterindedir. Bunun yanında İĞdir (kuzeyde) ve AĞrı (güneyde) illeri arasında sınır oluşturan Zor Dağı, AĞrı Dağı'nın hemen batısında yer almaktadır. Ktle dahilinde 7 buzul vadisi ve 22 sirk gelişimi, kütlenin makro buzul morfolojisi elemanlarını oluşturmaktadır. Özellikle K, KD ve D sektörlü yamaÇlarda gelişen buzullaşma geniş alanları kaplayan buzul okelleri üretmiŐtir. Volkanizma ve tektonizma kökenli jeomorfik yapılarca zengin olan Zor Dağı, buzul jeomorfolojisi aÇısından da oldukÇa zengin bir morfolojik peyzaja sahiptir. Zor Dağı çevresinde yer bilimi temelli, farklı iŐerikli birŐak çalışmanın olduğu grlmektedir (Şaroğlu, 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; ztrk, 2020; Utlu ve Ghasemlounia, 2021). Dolayısıyla bu çalışmanın temel amacı da buzullaşma sreŐleri üzerindeki bölgesel atmosferik sreŐlerin ve krater morfolojisinin etkisini yorumlayarak, buzul jeomorfolojisine dair jeomorfik kayıtlar barından örneklem alanlardan birine karşılık gelen Zor Dağı'nın buzul morfolojisini literatüre kazandırmaktır. Bu bağlamda çalışmayla birlikte özelde DAYP daha geniş lŐekte ise Anadolu'nun buzullaşma alanı ve buzul jeomorfolojisi literatürüne katkı sunmak da amaŐlanmaktadır.





**Şekil 1:** Aras Dağları volkanik silsilesindeki Zor Dağı'nın konumu / **Figure 1:** The location of Mount Zor in the Aras Mountains volcanic range.

## 2. MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışmanın temel veri kaynaklarını arazi çalışmalarına dayanan morfolojik bulgular oluşturmaktadır. Çalışmada buzul jeomorfolojisini ve buzullaşma süreçlerinin kütledeki gelişim seyrini daha iyi yorumlayabilme adına CBS tabanlı programlar kullanılmış ve çeşitli analizler gerçekleştirilerek haritalar üretilmiştir. Araştırma sahasının dahil olduğu 1/25.000 ölçekli sayısallaştırılmış topoğrafya haritalarından 10 m yersel çözünürlükte sayısal yükseklik verisi (SYM) elde edilmiş ve değerlendirmeler bu veriye göre sağlanmıştır. Çalışmada 6 buzullaşma alanı ve sirklerin SYM üzerinden daha iyi anlaşılması adına Arcmap 10.5 ve Saga 6.4.0. programı birlikte kullanılarak Kırmızı Rölyef Haritası üretilmiş ve özellikle sirk ve yanal morenlerin tespiti kolaylaşmıştır. Bunun yanında Pellitero vd. (2015) tarafından geliştirilen ve Anadolu'nun bazı buzul sahalarında başarıyla kullanılan (Canpolat, 2022; Keserci vd., 2023; Seven, 2024) Paleo-ELA hesaplama aracı kullanılarak dağın paleo-kalıcı kar sınırı 3 farklı metoda göre [AAR: Acumulation Area Rate (Birikim Alanı Oranı), AABR: Altitude Balance Ratio (Alan-Yükseklik Oranı), MGE: Median Glasier Elevation (Ortalama Buzul Yüksekliği)] hesaplanmıştır. Herbir metot için farklı denge

oranları baz alınmış ve karşılaştırma yapılmıştır. AABR için son yayımlarda önerilen (Rea, 2009; Pellitero vd., 2015; Oien vd., 2022; Keserci vd., 2023) 1.56 ve 1.69 oranına göre hesaplama yapılırken, AAR metodu için ise literatürde önerildiği üzere 0.58 ve 0.65 oranları dikkate alınmıştır. Hesaplama aracı kullanılarak buzullaşma alanları ayrı ayrı ele alınmış ve tüm metotların ortalaması alınarak Zor Dağı için ortalama paleo-kalıcı kar sınırı (p-ELA) tespit edilmiştir. Yine aynı şekilde Pellitero vd., (2016) tarafından geliştirilen GlaRe aracı (tool) kullanılarak kütledeki buzullaşma ünitelerinde paleo buzul kalınlığının yaklaşık metrik değeri hesaplanmıştır. Zor Dağı'nda krater morfolojisinin ve buzul öncesi dönemdeki derin flüvyal yarımaların buzullaşmanın gelişim seyri üzerinde yönlendirici etkisi fazla olduğu için bu parametrelerin yorumlanması ve doğrulanabilmesi adına Conrad vd., (2015) tarafından geliştirilen ve Saga 6.4.0. programına entegre edilen haritalama araçları kullanılarak Topoğrafik Yarılma İndeksi, Rüzgar Etki İndeksi ve Vadi Derinliği İndeksi gibi analizler yapılmış ve elde edilen sonuçlar Arcmap 10.5 programında haritalandırılmıştır. Bunların yanında 10 m çözünürlüklü SYM verisi üzerinden kütledeki topoğrafya, mevsimlik solar radyasyon ve 3D görünüm haritaları elde edilmiştir. İğdir ve Doğubeyazıt meteoroloji

istasyonu verileri formülize edilerek kütlenin güncel sıcaklık ve yağış haritaları üretilmiştir. Yağış haritası için yükseldikçe her 200 m'de yağışın 54 mm arttığı hesabına dayanan Schreber formülü (Dönmez, 1979) kullanılmıştır. Sıcaklık haritasının elde edilmesi için ise (karasal bölge olduğu için) yükseldikçe sıcaklığın her 100 metrede 1 °C azalması kuralına göre hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Sıcaklık ve yağış haritaları için elde edilen sayısal değerler, Arcmap 10.5 programında IDW (Inverse Distance Weighted/Ters Mesafe Ağırlıklı) yöntemiyle enterpole edilerek kütlenin geneline uyarlanmıştır. Kütlenin güncel iklimik verilerinin yanı sıra Kuvaterner dahilinde en şiddetli buzullaşma dönemlerinden biri olan ve Anadolu'daki birçok buzullaşma sahasının gelişiminden sorumlu olan (Sarıkaya ve Çiner, 2015) Son Buzul Maksimumu (Last Glacial Maximum) dönemine ait paleo-iklimi yapılandırma adına CHELSA veri tabanından (Karger vd., 2023) 1 km çözünürlüklü sayısallaştırılmış paleo-sıcaklık ve paleo-yağış verisi temin edilmiş ve kütleyle göre kırpılmıştır.

### 3. BÖLGESEL ORTAM

#### 3.1. Jeolojik Özellikler

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda (DAYP), neotektonizmaya birlikte gelişen tektonik sistemlerin başlıcaları doğrudan atımlı faylardır. Plato'nun özellikle doğusundaki Serdarabat, Kağızman, Balıkgöl, Tebriz, Doğubeyazıt, Çaldıran, Iğdır, Spitak, Nahcivan, Maku, fayları DAYP'taki başlıca yanal atımlı fayları örneklemektedir (Arpat vd., 1977; Şaroğlu ve Güner, 1979; Şaroğlu, 1986; Karakhanian vd., 2002; Karakhanian vd., 2004; Emre vd., 2013; Avagyan vd., 2018; Sağlam Selçuk, 2022; Mutlu, 2022). Bölgesel tektonik süreçleri denetleyen bu yanal atımlı faylardan bazıları DAYP'ta açılma çatlakları üreterek (Şaroğlu, 1986; Gürbüz ve Şaroğlu, 2019) neotektonik volkanizmasının kaynak alanlarına dönüşmüştür. Aras Dağları da belirtilen yanal atımlı faylara bağlı açılma tektoniği sisteminde gelişen volkanizmaya oluşmuş orografik bir kuşaktır. Silsilenin morfojenetik evrimi, bölgesel makaslama kuvvetlerinden olan Serdarabat-Nahcivan tektonik sistemiyle, Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy tektonik sistemi

arasında kompresyonel enerjinin transferiyle şekillenen açılma çatlağı yapısına bağlıdır (Şaroğlu, 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Karakhanian vd., 2002; Karakhanian vd., 2004; Mutlu, 2022). Her iki tektonik sistem dahilinde at kuyruğu saçılması karakteriyle gelişen kabuksal gerilme bölgesi (Karakhanian vd., 2002), sürecin başında bazaltik tipte erüpsiyonların kaynağı olmuş, ilerleyen süreçte zirve erüpsiyonları niteliğinde evrilen asidik-ortaç karakterli erüpsiyonlarla da stratovulkanik yükselimler gelişmiştir. Bu morfojenetik evrim dahilinde gelişen Zor Dağı da Aras Dağları'nın doğusunda konumlanan önemli tabakalı volkanik yükselimlerden birini oluşturmaktadır. Zor Dağı ve çevresindeki volkanizma Doğu Anadolu neotektoniğinde açılma çatlağı şeklinde gelişen volkanizmanın tipik örneklerden birini yansıtmaktadır. Bu söz konusu bölgesel tektonik sistem içinde gelişen Zor Dağı volkanik yükselimi, yaygın bazalt, aglomera ve andezitlerle temsil edilen bir litolojik yapı sunmaktadır. Kütlenin aşağı seviyelerinde daha çok bazik magmatik kayalar egemenken, zirve kesimlere doğru andezitik kütlelerin ve aglomeraların yaygınlığı gözlenmektedir (Tuncay ve Sümengen, 2018). Pliyo-Kuvaterner boyunca gelişen mağmatizmanın ürünü olan bu litolojiler, yer yer aynı yaşlı piroklastik ve cürufarla çevrelenmektedir (Tuncay ve Sümengen, 2018). Dağın zirve bölgesinde bol çatlaklı andezit ve aglomera gibi kayaların varlığı sirklerin karakteri başta olmak üzere buzul çökellerinin yaygınlığını da denetleyen bir olgu olmuştur.

#### 3.2. Topo-Klimatik Özellikler

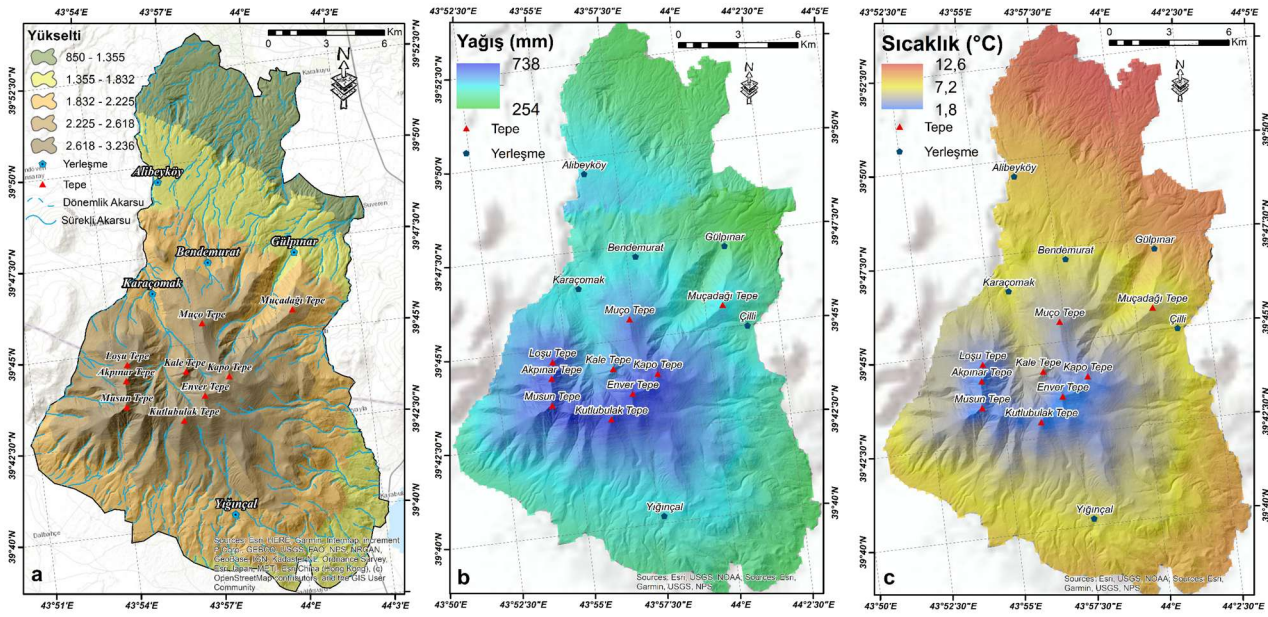
Aras Dağları'nın doğusunda konumlanan Zor Dağı zirvesi 3225 metreyi bulan, bölge topoğrafyasındaki en önemli yükseltilerden biridir. Dağın kuzeyinde Iğdır Ovası, güneyinde ise Balıkgöl Tektono-flüvyal oluşu-Doğubeyazıt havzaları dizisi yer alır ve zirve kesimlerine doğru eğim değerlerinin arttığı görülmektedir. Dağın zirve bölgesi D-B eksenini sunmaktadır ve kuzey yamaçlarda eğim dereceleri nispeten daha düşüktür. Zor Dağı'nda Kapo Tepe'nin kuzeyi ile Muço Tepe'nin doğusuna karşılık gelen bölge dağın ikincil kraterine karşılık gelmektedir (Şekil 2a, Şekil 3). Bunun yanında Loşu Tepe ile Kale Tepe arasında kuzeye açık yay çizen alan ise dağın merkezi kraterine



karşılık gelmektedir (şekil 2a, şekil 3). Küttele zirve topoğrafyasının D-B eksenini sunması, kuzey yamaçlara konumlanmış buzulların gelişimi için olumlu bir parametreye dönüşmüştür.

Zor Dağı ve yakın çevresinin güncel iklimik karakterinin analizi için uzun yıllar meteorolojik ölçümleri olan Iğdır ve Doğubeyazıt meteoroloji istasyonlarının verileri kullanılmıştır (MGM). Söz konusu istasyonlar Zor Dağı'nın çevresinde farklı lokasyonlarda ve yükseltilerde konumlandırıldığı için dağın genel iklim yapısını yansıtmaktan uzaktır. Bu nedenle istasyonlara ait sıcaklık ve yağış verileri çeşitli hesaplamalarla formülize edilerek Zor Dağı'na uyarlanmıştır. Bu bağlamda yağış için değerlendirilen Schreber Formülü'ne göre (Dönmez, 1979), Zor Dağı'nda etek düzlüklerinde yağışın yaklaşık olarak yıllık toplam 255 mm olduğu görülmektedir. Kütle

boyunca yükseldikçe yağış miktarı zirve bölgesinde yaklaşık 738 mm'ye çıkmaktadır (şekil 2b). Zor Dağı'nın sıcaklık değerlerine bakıldığında ise yükseldikçe sıcaklığın karasal bölgelerde her 100 metrede 1 °C azalabilmesi kuralına göre (dikey sıcaklık gradyanı, lapse rate) kütlenin kuzeydeki etek düzlüklerinde sıcaklığın yaklaşık 12,6 °C olduğu görülürken zirveye doğru sıcaklığın azalarak 1,8 °C'ye kadar düştüğü görülmektedir (şekil 2c). Bu veri her ne kadar sıcaklık değişiminde topoğrafik farklılıklar, bakı özellikleri gibi değişimleri göz önünde bulundurmasa da zirve bölgesinin periglasyal peyzajını açıklaması açısından önemlidir. Nitekim Taşoğlu vd. (2024), Köppen iklim sınıflandırmasına göre Zor Dağı'nın zirve kesimlerinde Dfc tipi iklimin (şiddetli kışlar, sürekli yağış ve soğuk yaz) görüldüğünü belirtmişlerdir.



**şekil 2: a) Zor Dağı'nın topoğrafya haritası, b) Zor Dağı'nın yıllık toplam yağış miktarı dağılışı haritası, c) Zor Dağı'nın yıllık ortalama sıcaklık dağılışı haritası / Figure 2: a) Topographic map of Zor Mountain, b) map of the distribution of total annual precipitation of Zor Mountain, c) map of annual mean temperature distribution of Zor Mountain.**

## 4. BULGULAR

### 4.1. Zor Dağı'nın Buzul Jeomorfolojisi

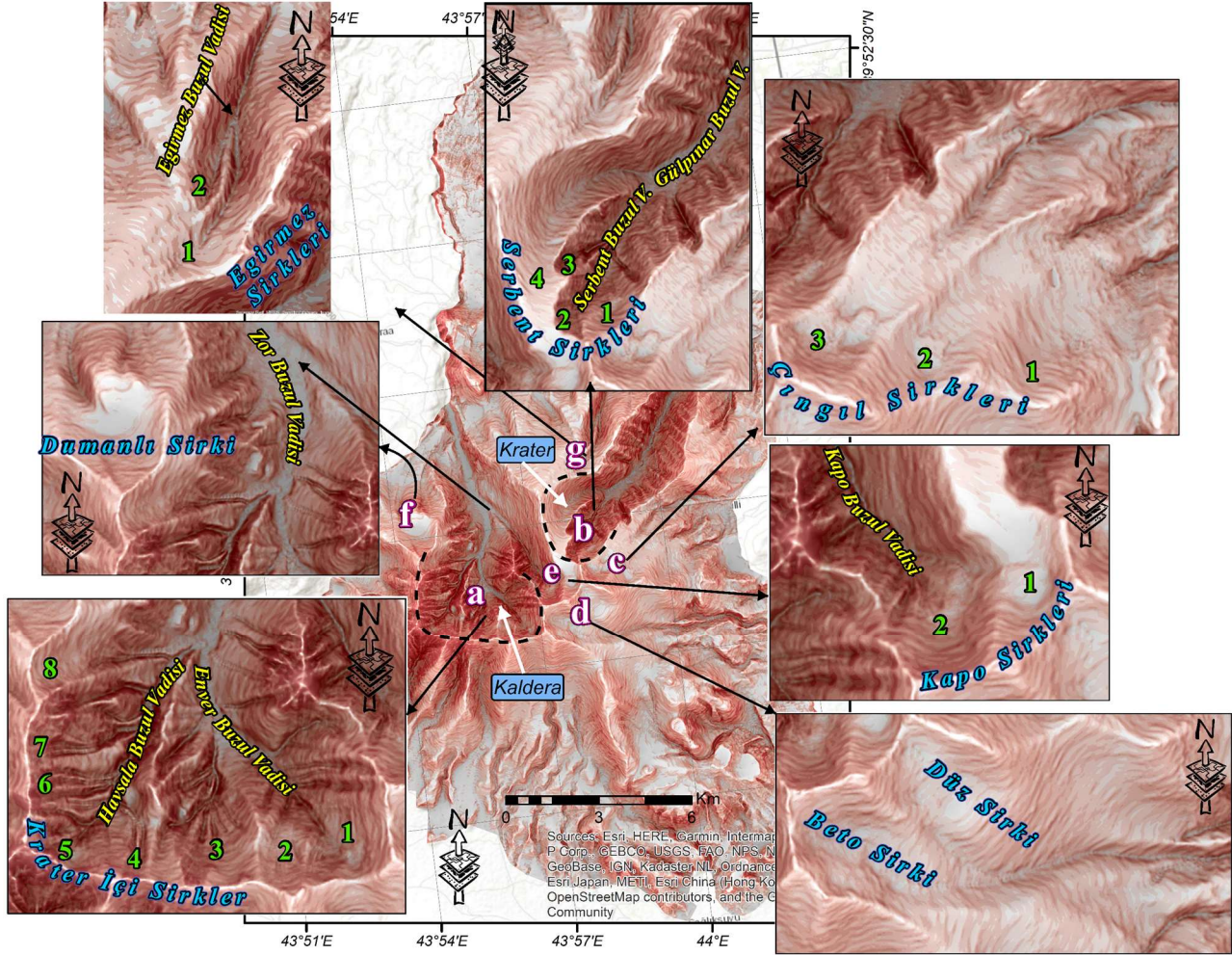
Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'ndaki Zor Dağı'nın, yükseltisi 3225 metreleri aşan zirvelere sahip olması; dağın, çevrelediği alçak havzalar arasında konumlanarak batı sektörlü rüzgarlara cephe olan orografik bir uzanımına sahip olması ve kraterlerinin kuzeye bakan iç yamaçlarının güneş az gören yamaçlar şeklinde morfolojiler sunmasından dolayı zengin bir

buzul jeomorfolojisi peyzajı vardır. Gerçekleştirilen arazi çalışmalarında kütle dahilinde 22 sirk ve 7 buzul vadisi tespit edilmiştir. Küttele özellikle K, KD ve D yamaçlarda buzullaşma izleri görülürken G ve B sektörlü yamaçlarda bakı ve morfolojik koşullardan dolayı buzullaşmaya dair kuvvetli izlere rastlanmamıştır. Söz konusu bu yamaçlarda buzul çökellerine benzer sedimanlar gözlemlense de bu kayıtlar morfoloji ile desteklenemediği için çekimsiz



kalınmıştır. Küttele buzullaşma süreçlerinin kabaca 6 noktada yoğunlaştığı grlmektedir. Bunlar; Merkezi Krater İçi Buzullaşma Alanı (Krater İçi Sirkler, Kapo Sirkleri, Havsala Buzul Vadisi, Enver Buzul Vadisi, Kapo Buzul Vadisi, Zor Buzul Vadisi) (şekil 3a, 3e), Serbent Buzullaşma Alanı (Serbent Sirkleri, Serbent ve

Gülpınar buzul vadileri) (şekil 3b) kütlenin KD'sinde ıngıl Buzullaşma Alanı (ıngıl 1, 2 ve 3 sirkleri) (şekil 3c), doğudaki Beto-Düz Yayla Buzullaşma Alanı (Beto ve Düz yaylası sirkleri) (şekil 3d), Dumanlı Buzullaşma Alanı (Dumanlı Sirkli) (şekil 3f) ve Egirmez Buzullaşma Alanı'dır (Egirmez sirkleri ve buzul vadisi) (şekil 3g).



**şekil 3:** Zor Dağı'ndaki buzul vadisi ve sirklerin kırmızı rölyef haritası üzerinden grnmleri / **Figure 3:** Views of the glacier valley and cirques on Mount Zor on a red image relief map.

#### 4.1.1. Sirkler

**Serbent Sirkleri:** Zor Dağı zirvesinin kuzeyinde, Kapo Tepe'nin hemen kuzeyinde bulunan ve doğuda Muço Tepe ile sınırlandırılan alan, çift erüpsiyon merkezli dağın ikincil kraterine karşılık gelmektedir (şekil 3). Bu alanda kraterin özellikle kuzeye bakan i yamaçlarında topoğrafik faktörlerin etkisiyle 4 sirk gelişmiştir. Buzul sonrası dönemde morfolojik izleri büyük oranda deforme olan sirklerin tanımlanmasında buzul çökellerinin gelişim ve konumsal karakterlerinden ve çanak yapısı sunan jeomorfik verilerden yararlanılmıştır. Serbent bölgesi olarak bilinen bölgedeki sirkler de Serbent Sirkleri şeklinde adlandırılmış ve

sınıflandırma doğudan batıya doğru S1 (Serbent 1), S2, S3 ve S4 şeklinde yapılmıştır (şekil 3, şekil 4a, şekil 9). Sirklerin ortalama taban yükseltisi 2885,5 m'dir. S1 ve S3 sirkli K'ye, S2 sirkli KD'ye ve S4 sirkli KB'ye yönelim sunmaktadır.

**Kapo Sirkleri:** Zirve bölgesinde, her ikisi de piramidal zirve karakterinde olan Kapo Tepe ile Enver Tepe arasındaki hattın KB'sinde iki sirk morfolojisi göze çarpmaktadır. Gneylerindeki Beto ve Düz sirkleriyle birlikte Zor Dağı'nın en yüksek sirklerini temsil eden bu sirklerin taban yükselteleri 2900 m'yi geçmektedir. Krater İçi Buzullaşma Alanı'nın doğusunda yer alan bu sirklerden doğuda olanın içinde Kapo Yaylası

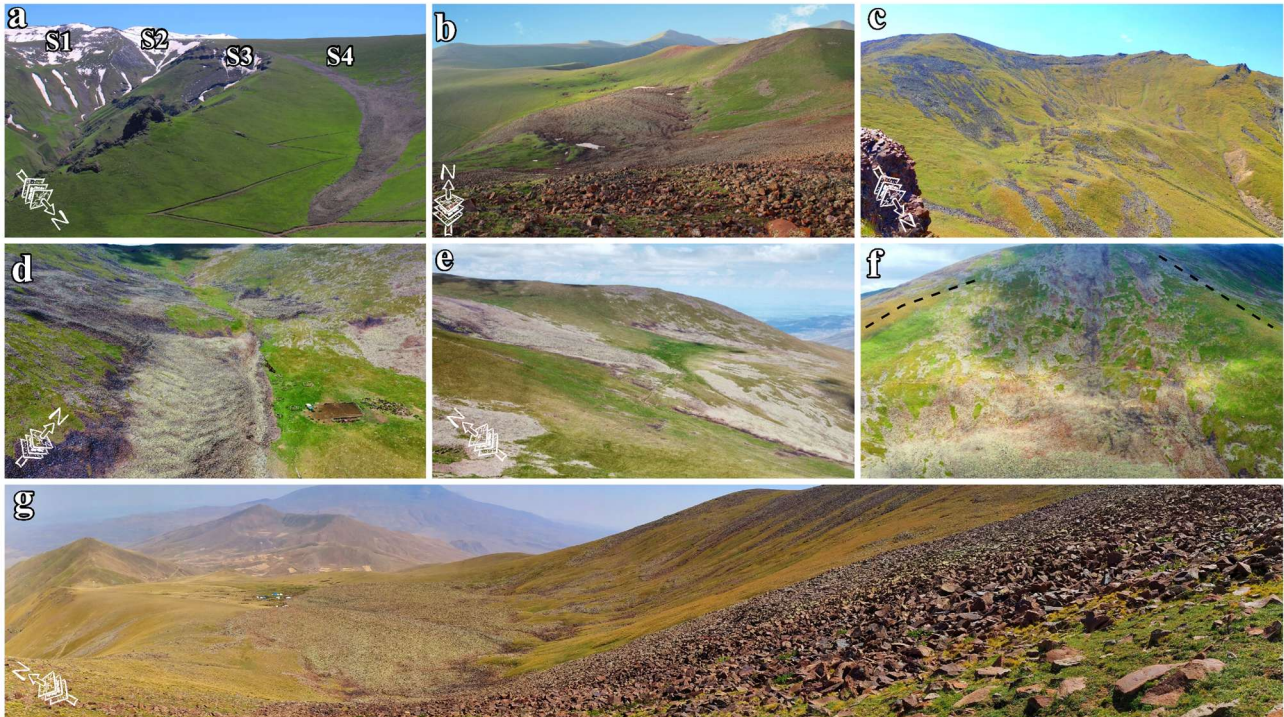


yerleşmesi olduğu için sirkler de K1 (Kapo 1) ve K2 şeklinde adlandırılmıştır (Şekil 3, Şekil 4b, Şekil 4c, Şekil 9) ve iki sirk de KB'ye doğru gelişim sergilemiştir. Özellikle K1 Sirk'i'nin morfolojik yapısı göreceli olarak karakteristiktir ve tabanında konjelifraksiyon ürünü enkaz malzemesi ile gelişmiş pasif (relikt) kaya buzulu vardır. K2 sirk'i ise flüvyal süreçler ve özellikle periglasyal akıntı hareketlerinden dolayı kısmen deforme olmuştur.

**Beto Yaylası ve Düz Yayla Sirkleri:** Zirve bölgesinde Kapo Tepe ile Enver Tepe arasındaki hattın GD'sinde iki önemli sirk gelişmiştir. Daha kuzeyde olan sirk, tabanındaki Düz Yaylası'ndan dolayı Düz Yayla Sirk'i olarak adlandırılmıştır (Şekil 3, Şekil 4e, Şekil 9). Zirve bölgesindeki diğer sirkler gibi tabanında kaya buzulu bulunduran sirk'in duvar yüksekliği 3000 m'yi geçmektedir. Beto Sirk'i de Düz Sirk'i'nin hemen güneyinde bulunur ve dağlık kütledeki taban seviyesi en yüksek sirklerden birine karşılık gelmektedir (Şekil 3, Şekil 4d, Şekil 9). Zor Dağı'nda gelişim eksenini GD olan tek sirk grubu bu iki sirk'tir ve ortalama uzunlukları 1.44 km'ye

erişmektedir. Özellikle Beto sirk'inden taşan buzulların denetlediği topoğrafyada buzul çökellerinin izlerine yaklaşık olarak 2185 metrelerde rastlanmaktadır.

**Çingil Sirkleri:** Zor Dağı'nın zirve bölgesinde, Kapo Tepe'nin hemen doğusuna karşılık gelen buzullaşma alanı bölgedeki Çingil yayla yerleşmesinden dolayı Çingil Buzullaşma Sahası olarak adlandırılmıştır ve bölgede dağlık kütlelerin en karakteristik sirklerine karşılık gelen 3 sirk gelişmiştir (Şekil 3, Şekil 4f, 4g, Şekil 9). Doğudan batıya doğru Ç1 (Çingil 1), Ç2 ve Ç3 sirkleri şeklinde adlandırdığımız sirklerin yönelimi KD'ye doğrudur. Her üç sirk'in ortalama uzunluğu 1,12 km değeri sunar ve bu parametreyle sirkler dağlık kütledeki en uzun sirklerden birine karşılık gelmektedir. Sirklerden taşan buzullar KD doğrultusunda geniş bir alanın buzullaşmasına neden olmuş ve buzul çökelleri yaklaşık olarak 2100 m seviyelerine inmiştir. Çingil sirklerinin tabanında güncel aktivitesini yitirmiş kaya buzulları peyzajı, buzul sonrası dönemde periglasyal süreçlerin etkinliğini göstermektedir.



**Şekil 4:** a) Serbent sirkleri, b) Kapo 1 sirk'i, c) Kapo 2 sirk'i, d) Beto sirk'i, e) Düz Sirk'i, f) Çingil 2 sirk'i, g) Çingil 3 sirk'i (zirve bölgesindeki bu sirklerin hepsinin tabanında şiddetli konjelifraksiyon sürecinden dolayı kaya buzulları gelişmiştir). / **Figure 4:** a) Serbent circuses, b) Kapo 1 circus, c) Kapo 2 circus, d) Beto circus, e) Düz circus, f) Çingil 2 circus, g) Çingil 3 circus (rock glaciers have developed at the base of all these cirques in the summit region due to severe congelifraction processes).

**Krater İçi Sirkler:** Zor Dağı'nda buzullaşma süreçlerinin en yaygın görüldüğü bölgelerden biri merkezi kraterin kuzeye bakan i yamaçlarıdır. Krater İçi Buzullaşma Alanı olarak adlandırdığımız bölgede çok sayıda sirk oluşumu ve buzul vadisi grlmektedir. Kale, Enver, Kutlubulak, Musun, Akpınar ve Loşu tepelerinin vrelediği kuzeye açık morfolojik alan merkezi kraterle karşılık gelmektedir (şekil 3) ve yaklaşık olarak 8.5 km<sup>2</sup> alan kaplayan kraterde irili ufaklı 8 sirk tespit edilmiştir (şekil 3, şekil 9). Sirklerin çoğu güncel flüvyal drenaj tarafından deforme edilmiştir. Kraterde özellikle aglomeraların varlığından dolayı buzul döneminde bol miktarda till üretilmiş ve bunlar çoğunlukla yanal moren formlarında ve taban tilleri şeklinde depolanmıştır. Krater içinde doğudan batıya doğru KR1 (Krater 1), KR2, KR3, KR4 ve KR5 şeklinde adlandırılan sirklerin yanı sıra KR5 sirkinden sonra kuzeye doğru KR6, KR7 ve KR8 olarak tanımlanma yapılmıştır (şekil 3, şekil 5a, 5b, 5c, 5d, şekil 9). Kuzeye yönelimli KR1 ve KR5 arası sirkler nispeten morfolojik olarak daha belirgin paternlere sahipken, KR6 ile KR8 sirkleri yüksek eğim değerlerinden dolayı uzamış jeomorfik dokuya sahiptir ve gelişim yönleri doğuya doğrudur. Krater dahilindeki sirklerin ortalama yükselteleri 2757 m'dir ve batıdaki doğuya açık sirklerin gelişmesinde krater morfolojisinin buzullaşma süreçleri üzerindeki yntendirici etkisinin yanında, Çıngıl sirklerinde olduğu gibi, paleorzgar sistemlerinin kar akümülasyonu gerçekleştirmesinin de etkisi söz konusudur. Krater içi sirkleri birbirinden ayıran hafif ykselteli morfolojik eşikler çalışma sahasındaki en karakteristik aretleri oluşurmaktadır.

**Dumanlı Sirk:** Dağlık kütlerde münferit buzullaşma sahalardan biri olan Dumanlı Buzullaşma Alanı (şekil 3, şekil 9), Loşu Tepe'nin kuzeyinde yer alır ve morfolojik olarak belirgin bir sirkle temsil edilir (şekil 5e). Tabanında bulunan Dumanlı Yaylası'ndan dolayı bu şekilde adlandırılan sirk taban yükseltisi yaklaşık olarak 2717 m'dir. Sirk duvar yüksekliği 2950 m'yi geçen sirkten taşan buzulların önce kuzeye daha sonra topoğrafik eğimden dolayı hafif bir kavis yaparak kuzeydoğuya yneldeği buzul okellerinden anlaşılmaktadır. Ancak buzulun terminal bölgesinden sonra hemen doğusunda bulunan

Zor Buzul Vadisi'ne ilerleyip vadi buzulunu beslediğine dair jeomorfik veriler yetersiz kalmıştır. Yaklaşık olarak 1.19 km<sup>2</sup> alan kaplayan sirk, ktlerdeki alanı 1 km<sup>2</sup>'yi geçen 6 sirkten biridir. Sirkten taşan buzulların vadi buzuluna dnşememesinde buzullaşma öncesi topoğrafik yapı etkili olmuştur.

**Egirmez Sirkleri:** Egirmez Buzullaşma Alanı'nda bulunan 2 sirk çalışma sahasındaki en düşük kota sahip sirkleri temsil etmektedir (şekil 3, şekil 5f; şekil 9). Bu noktada Muço Tepe'nin kuzeyinde birbirinden yükseklik olarak farklı iki sirk mevcuttur. Daha yüksekte olan Egirmez 1 Sirk sirk duvarları belirgin olmayan bir morfolojiye sahiptir. Taban yükseltisi yaklaşık olarak 2500 m olan sirkten taşan buzullar kuzey yönüne ilerleyerek vadi buzulu geliştirmiştir. Yaklaşık 1 km ilerleyen bu buzul akış yönüne göre soldan, tali sirk karakterli Egirmez 2 Sirk'inden gelen buzullarla birleşmektedir. Birleşen buzullar kuzeye doğru eski bir flüvyal vadi boyunca kanalize olarak yaklaşık 1900 m'ye kadar ilerlemektedir.

#### 4.1.2. Buzul Vadileri

Flüvyal vadilere yerleşen sirk kaynaklı buzulların bu vadileri işlemesiyle gelişen ve buzullaşma sürecinin indiği yükseltelerin yorumlanmasında önemli referanslardan biri olan buzul vadileri, Zor Dağı'nda grlen bir diğer makro buzul morfolojisi birimini oluşurmaktadır. Dağlık kütle boyunca 7 buzul vadisi (şekil 3, şekil 9) başta klimatik olmak üzere tektonik, litolojik ve topoğrafik parametrelerin i içe geçmiş etkileriyle şekillenmiştir.

**Serbent Buzul Vadisi:** Zor Dağı'nın ikincil kraterinin kuzeye bakan i yamaçlarına konumlanmış sirklerden taşan buzullar (Serbent Sirkleri, şekil 3, şekil 9) kuzeye doğru ilerleyerek Zor Dağı'ndaki tipik buzul vadilerinden birini geliştirmiştir. Vadinin başlangıcı güneyde kraterin kuzey yamaçlarına karşılık gelmektedir ve bu alanda S2, S3 ve S4 sirklerinden taşan buzullar yaklaşık olarak 1,2 km uzunluğunda Serbent Buzul Vadisi'nin gelişimini denetlemiştir. Vadi, buzul dönemi sonrasında akarsular tarafından derince yarıldığı için tabandaki buzul okelleri seki seviyeleri halinde asılı kalmıştır (şekil 6a).





**Şekil 5:** a) K3 sirkisi (tabanda yarılmış buzul çökellerinin üst kotları denestirildiğinde çanak morfolojisi görülmektedir.), b) karşı planda K5 sirkisi ve hemen batıda K6 sirkisinin sırt morfolojisi sunan yanal morenleri, c) K7 sirkisi, d) K8 sirkisi, e) Uzak planda Dumanlı Sirkisi, f) Egirmez 2 Sirkisi ve yarılmış taban tilleri / **Figure 5:** a) Crater 3 circus (When the upper levels of the moraine deposits split at the base are analysed, a bowl morphology is observed.), b) Crater 5 cirque in the background and the lateral moraines of Crater 6 cirque immediately to the west. c) Crater 7 cirque and moraine deposits, d) Crater 8 cirque. f) Egirmez Circus and the cleft basal tills.

**Gülpınar Buzul Vadisi:** Serbent Buzul Vadisi'nin kuzeye doğru devamında batıdan gelen S1 sirkine ait buzullar Serbent vadi buzulu ile birleşerek daha geniş bir buzul vadisinin gelişimini kontrol etmiştir. Vadinin devamındaki Gülpınar Köyü'nden dolayı Gülpınar Buzul Vadisi olarak adlandırılan bu daha geniş vadinin tabanı da Serbent Vadisi'nde olduğu gibi yarılmış ve tabandaki buzul çökelleri asılı kalarak içe içe polijenik bir vadi karakteri geliştirmiştir. Güncel formunda oldukça derin bir yapı sunan vadinin, buzul öncesi dönemde tektonizma kaynaklı krater boşalmasını takiben gelişen derin bir flüvyal vadi olduğu düşünülmektedir. Ancak buzullaşma hareketleriyle birlikte vadi tabanı genişlemiş ve yaklaşık 2 km uzunluğundaki tekne vadi dokusu şekillenmiştir (Şekil 5b, Şekil 5c, Şekil 9). Yaklaşık 1895 m'ye kadar inen buzul vadisinin

devamında tekne benzeri vadi formu devam etmektedir. Ancak bu bölgede yamaç erozyonu, antropojenik süreçler ve sel sularının iç içe geçmiş şekillendirici etkisinden dolayı kesin bir tanımlama yapılamamıştır. Söz konusu alanda taban ve yamaçlardaki sedimentolojik sistemler buzullaşmaya dair izler taşımakla birlikte bunların kolüvyal depolar olması ihtimalinden dolayı çekimsiz kalınmıştır.

**Kapo Buzul Vadisi:** Zor Dağı'nın zirve bölgesindeki en yüksek sirklerden olan Kapo Sirkleri'nden taşan buzullar, KB'ye doğru yönelerek eski bir flüvyal vadiyi işlemiş ve vadinin buzul vadisine dönüşmesini sağlamıştır. Vadi buzuluna kaynaklık eden sirklerden dolayı Kapo Buzul Vadisi olarak tanımlanan vadi, tekne formundan uzak bir jeomorfik görünüme sahiptir (Şekil 5d, Şekil 5e, Şekil 9). Uzunluğu



yaklaşık olarak 2,7 km olan vadinin her iki yamacında özellikle aşağı seviyelerde buzul çökelleri yer yer asılı kalmıştır. Vadideki buzul, kuzeye doğru devamında Zor Vadi Buzulu'yla

birleşerek Zor Buzul Vadisi'nin daha geniş olmasını sağlamıştır. Nitekim her iki buzulun kesişim noktasında buzul vadisinde yanal genişleme oldukça barizdir (şekil 9, şekil 11).



**şekil 6:** a) Buzul çökelleriyle kaplı tabanı akarsu tarafından yarıldığı için iç içe vadi topoğrafyası görünümü Serbent Buzul Vadisi, b) Serbent Vadi Buzulu'nun batıdan gelen S4 sirk buzulu ile birleşerek geliştirdiği Gülpınar Buzul Vadisi, c) Gülpınar Buzul Vadisi'nin güneyden görünümü (buzul vadi formuna dair jeomorfik veriler yerleşmenin yukarı kesimlerine kadar görülebilmektedir.) d) Kapo sirklerinden taşan buzulların geliştirdiği Kapo Buzul Vadisi, e) Kapo Buzul Vadisi'nin panoramik görünümü (vadi, devamında Zor Buzul Vadisi ile birleşmektedir). **Figure 6:** a) Serbent Glacier Valley, the bottom of which is cut by a stream, b) Gülpınar Glacier Valley developed by the Serbent Valley Glacier merging with the S4 circular glacier coming from the west, c) View of Gülpınar Glacier Valley from the South (geomorphic evidence of glacial valley form can be seen up to the upper parts of the settlement), d) Kapo Glacier Valley developed by glaciers overflowing from Kapo circuses, e) Panoramic view of the Kapo Glacier Valley.

**Enver Buzul Vadisi:** Merkezi kraterin kuzeye bakan iç yamaçlarında konumlanmış ve gelişmiş sirklerden taşan buzullar, krater içindeki eski bir akarsu vadisi boyunca ilerleyerek buzul çökellerince zengin bir buzul vadisinin morfolojik evrimini sağlamıştır (şekil 7a, şekil 9). Bu alanda KR1, KR2 ve KR3 sirklerinden kaynaklanan buzullar K-KD yönünde ilerleyerek vadi buzulu şeklinde kuzeye akmıştır. Yaklaşık olarak 1,5 km uzunluğuna sahip olan vadinin

tabanı güçlü sellenmelerle büyük oranda deforme olmuştur. Ancak yer yer çekilme morenleri karakterli taban morenlerine (şekil 8d) ve yanal morenlere de korunaklı topoğrafik noktalarda rastlanmaktadır. Vadi, kuzeye doğru devamında kendisine paralel ancak daha batıdan uzanan Havsala Buzul Vadisi ile birleşerek daha geniş bir buzul vadisine dönüşmektedir.





**Şekil 7:** a) Enver Buzul Vadisi ve paleo-buzulu besleyen KR2 ve KR3 sirkleri, b) Havsala Buzul Vadisi ve KR5 Sirkli, c) Havsala Buzul Vadisi'nin yukarı ığırı ve KR4 sirkli, d) Tekne vadi formu Zor Buzul Vadisi, e) Zor Buzul Vadisi ve uzak planda flüvyal vadi, f) Egirmez 2 Sirkli ve buzul çökelleri yarılmış Egirmez Buzul Vadisi.

**Figure 7:** a) Enver Glacial Valley and the KR2 and KR3 cirques feeding the palaeo-glacier, b) Havsala Glacier Valley and KR5 Cirque, c) Upper parts of the Havsala Glacier Valley and the KR4 circus, d) Zor Glacier Valley with U shape valley form, e) Zor Glacial valley and fluvial valley in the far background, f) Egirmez Glacier Valley with crevassed base moraines.

**Havsala Buzul Vadisi:** Merkezi krater içindeki bir diğer buzul vadisini rneklediren Havsala Buzul Vadisi, Enver Vadi Buzulu ile aynı yönelimde kuzeye doğru akış sergileyen ve 5 sirk buzulu ile beslenen vadi buzulu tarafından şekillendirilmiştir (Şekil 7b, Şekil 7c, Şekil 9). Vadi, biri güney (KR4) dördü batı (KR5, KR6, KR7, KR8) sektörlü olmak üzere en çok sirk buzulu ile beslenen buzul vadisidir. Uzunluğu yaklaşık olarak 2 km olan vadiyi şekillendiren buzul, Enver Vadi Buzulu ile beslenerek daha geniş bir tekne vadinin gelişimini sağlamıştır. Havsala Buzul Vadisi de Enver ve Kapo buzul vadileri gibi tekne formundan oldukça uzaktır. Ancak vadi içinde buzulun yanal erozyon sınırını gösteren tipik törpülenmiş yüzeyler gelişmiştir (Şekil 8e).

**Zor Buzul Vadisi:** Zor Dağı kütlesindeki en geniş ve en karakteristik buzul vadisi olan Zor Buzul Vadisi, merkezi kraterden beslenen sirklerden (Kapo ve Krater içi sirkler) taşan buzulların geliştirdiği vadi buzullarının Kale Tepe'nin hemen KB ucunda birleşmesiyle morfolojik anlamda gelişmiştir (Şekil 7d, Şekil 7e, Şekil 9). Kale Tepe'nin doğusundan KB yönünden ilerleyen Kapo Vadi Buzulu, tepenin batısında Enver ve Havsala vadi buzullarınıyla beslenen ve kuzeye akan buzul ile birleşmiş ve oldukça geniş tekne vadi formu Zor Buzul Vadisi'ni oluşturmuştur. Vadinin uzunluğu yaklaşık olarak 3.5 km'dir ve KB yönünde ilerleyerek Karaçomak Köyü kuzeyinde tekne vadi dokusunu kaybederek flüvyal vadiye dönüşmektedir. Vadiyi oluşturan buzul, güçlü beslenme ve derin

topoğrafik yarılımların denetlediği düşük güneşe maruziyet koşullarından dolayı yaklaşık olarak 1990 m'ye kadar inmiştir.

**Egirmez Buzul Vadisi:** Paleo-iklim, tektonizma ve buzul öncesi flüvyal sistemin denetiminde gelişen Egirmez Buzullaşma Alanı, 2 sirk ve bir buzul vadisi ile temsil edilir. Muço Tepe'nin kuzeydoğusunda bulunan Egirmez Buzul Vadisi, K-KD yönünde ilerleyen bir buzul vadisi özelliğindedir. Uzunluğu yaklaşık olarak 1,5 km olan vadinin tabanındaki buzul çökelleri, Serbent Buzul Vadisi'nde olduğu gibi yarılımlı ve basamaklı, iç içe vadi topoğrafyası gelişmiştir (Şekil 7f, Şekil 14). Egirmez Buzul Vadisi'nin tekne vadi formunu kaybedip flüvyal vadiye geçiş sergilediği noktaya göre, özel topo-klimatik koşulların kontrolünde ilerleyen buzullaşmanın yaklaşık olarak 2600 m'lerde başlayıp 1900 metrelere kadar indiği anlaşılmaktadır.

#### 4.1.3. Buzul Çökelleri ve Morenler

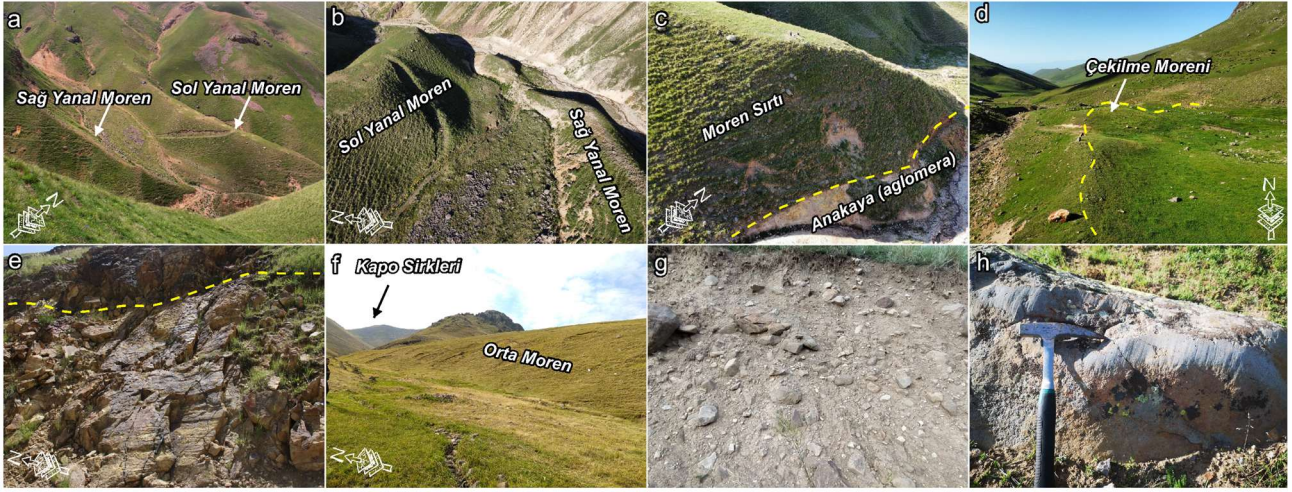
Buzullaşma hareketleri esnasında akış sergileyen buzulun ve buzul içinde taşınan materyalin topoğrafyadan kopararak taşıdığı ve yıldığı enkaz malzemesi till (buzul çökeli) olarak adlandırılırken bu malzemenin üst üste birikerek çeşitli formlarda topoğrafik şekillere dönüşmesine ise moren denilmektedir (Eriñç, 2001; Turođlu, 2011). Till ve morenler buzul jeomorfolojisinde önemli tanıtman yapılardan birini oluştururlar, ayrıca morfolojik görünüm ve yükseltileri bağlamında paleo-buzulun zaman/mekân noktasında yeniden yapılandırılması açısından da önem taşımaktadırlar. Zor Dağı'nda Geç Kuvaterner'de meydana gelen buzullaşma hareketleri kalın ve yaygın buzul çökelleri oluşturmakla birlikte buzul sonrası dönemdeki flüvyal erozyon, bu çökellerin izlerini kısmen silmiştir. Ancak dağlık kütlenin farklı lokalitelerinde, özellikle buzul vadilerinin farklı lokasyonlarında korunaklı topoğrafik alanlarda morenlerin izlerine rastlanmaktadır. Kütle boyunca buzulun ilerlediği son sınır olan terminal (cephe) morenlere rastlanmamıştır. Bununla birlikte kütledeki iki büyük buzul vadisi olan Zor ve Gülpınar buzul vadisinde yanal morenlere kalın depolar halinde rastlanmaktadır. Özellikle KB yönelimli Zor Buzul Vadisi'nin akış yönüne göre sağında kalan yamaçta oldukça karakteristik

morenlere rastlanmaktadır. Yer yer yamaç erozyonuyla yarılımlı olan bu moren, vadideki güçlü buzullaşmanın göstergesidir. Kapo Buzul Vadisi'nin akış yönüne göre sağında da yanal morenlere rastlanmaktadır. Bunun yanında, zirve bölgesinin KD yamaçlarında kalan Çıngıl Buzullaşma Alanı'nda da özellikle Çıngıl 3 sirkinin taban tilleri topoğrafyada hafif sarplıklar oluşturacak şekilde belirgindir. Bu alanların yanı sıra Havsala Buzul Vadisi'nde özellikle KR5, KR6 ve KR7 sirklerinden taşan buzulların geliştirdiği morenler karakteristik jeomorfik dokularıyla dikkat çekmektedir (Şekil 8a, Şekil 8b, Şekil 8c). İki vadi buzulunun keşiştiği alanda gelişen orta morenler, kütlede Kapo Vadi Buzulu'nun Zor Vadi Buzulu'na bağlandığı noktada (Şekil 8d) ve S1 sirk buzulunun Serbent Vadi Buzulu'na bağlandığı noktada görölmektedir. Her iki orta moren, birleşme noktalarında gerilerindeki tepelik alana yamandıkları için günümüze kadar aşınmadan kalmışlardır. Cephe, yanal ve orta morenlerde görölen bu zayıf peyzaj dokusuna rağmen vadi buzullarının ve sirklerin tabanlarında kalın buzul çökellerine rastlanmaktadır. Yer yer kalın toprak örtüsüyle kaplı olan bu çökellerde (Şekil 8g) buzullaşmaya dair cila ve çiziklere/oyuklara rastlanmaktadır (Şekil 8h). Tüm moren ve buzul çökeli ünitelerinde kaotik fasiyesi karakterize eden blok, çakıl ve kum istifi iç içe görölmektedir. Bloklar büyük oranda köşeli olup nadir de olsa yarı köşeli elemanlara da rastlanmaktadır. Ayrıca özellikle Zor Buzul Vadisi'nin yanal morenlerinde nispeten büyük bloklar kum matriksi içinde konumlanmıştır.

#### 4.2. Zor Dağı Kütle'sinde Buzullaşmayı Yönlendiren Topo-Morfolojik Süreçler

Zor Dağı'nda buzul morfolojisinin gelişimi herşeyden önce küresel paleo-klimatik süreçlerin denetimi altında olmakla birlikte yerel coğrafi koşullar da buzul süreçlerinin gelişim ve etkinliğini denetlemiştir. Dağlık kuşağın B/GB sektörlü rüzgarlara cephe oluşturan yüksek orografik bir zon olması, dağdaki krater morfolojisinin güneşe maruziyet koşullarını buzullaşmanın lehine olacak şekilde etkilemesi, buzul dönemi öncesi flüvyal yarılımlar ve tektonik dislokasyonlar gibi süreçler buzul jeomorfolojisini denetleyen ardışık/iç içe geçmiş parametrelerdir.





**Şekil 8:** a) Havşala Buzul Vadisi'nde K7 sirkinden taşan buzullara ait sağ ve sol yanal morenler, b) aynı morenin drone görüntüsü, c) anakaya ile birlikte moren sırtının drone görünümü, d) Enver Buzul Vadisi'ndeki çekilme moreni karakterli taban moreni, e) Havşala Buzul Vadisi'nde törpülenmiş yüzey, f) Kapo Vadi Buzulu ile Zor Vadi Buzulu'nun keşiştiği noktada gelişen orta moren, g) Zor Buzul Vadisi'ndeki yanal morenlerin kaotik formu stratigrafik yapısı, h) Enver Buzul Vadisi'nde törpülenmiş/cilalanmış andezitik blok.

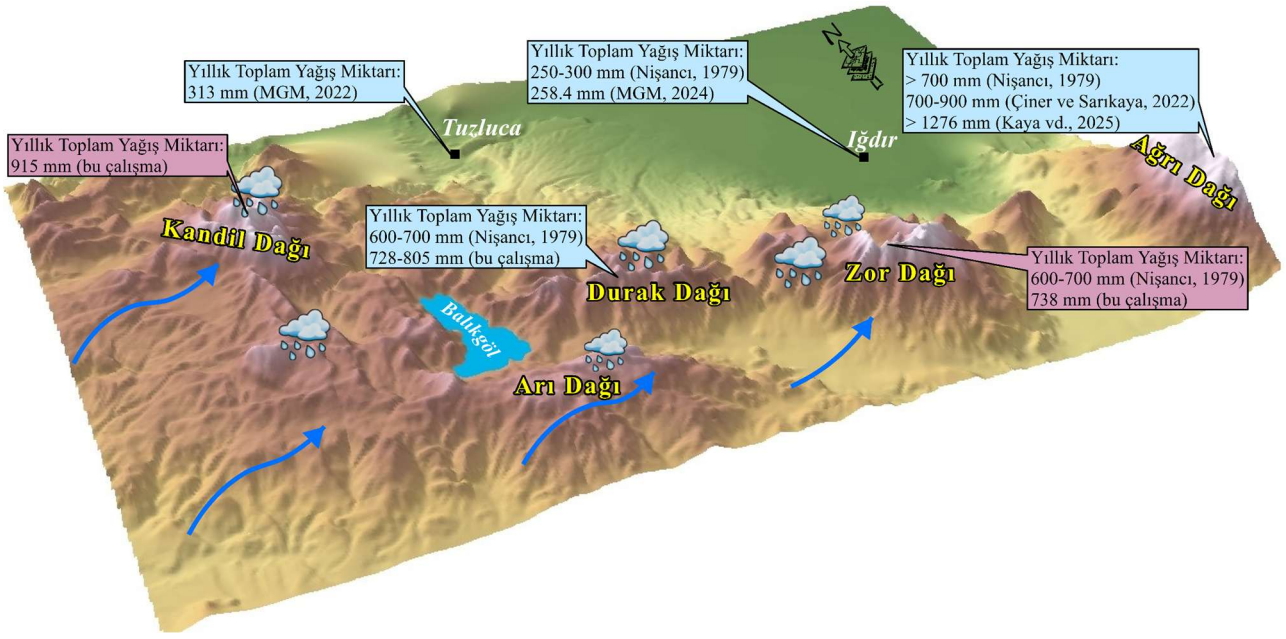
**Figure 8:** a) right and left lateral moraines of glaciers overflowing from K7 cirque in Havşala Glacial Valley, b) drone image of the same moraine, c) drone view of the moraine ridge with bedrock, d) Base moraine with retreat moraine character in the Enver Glacier Valley, e) Triline in the Havşala Glacier Valley, f) Middle moraines developed at the intersection of Kapo Valley Glacier and Zor Valley Glacier, g) Chaotic stratigraphic structure of lateral moraines in the Zor Glacier Valley, h) Rubbed/polished andesitic block in Enver Glacial Valley.

Aras Dağları'nın doğu uzantısı olan Zor Dağı, silsileyle birlikte B/GB sektörlü rüzgâr sistemlerine cephe oluşturan bir yükselimi temsil etmektedir. Hâkim uzanım eksenini kabaca KB-GD doğrultusu sunan morfografik ünitenin bu özelliği kütlelerin rüzgârlara bakan yamaçlarında ve zirve kesiminde seklüzyon sürecini kontrol etmiş ve bu alanlarda görece olarak daha fazla yağışın düşmesini sağlamıştır. Buna karşın dağlık kütlelerin ard yamaçları (yağmur gölgesi yamaçları) karakterinde olan lğdır Ovası ise nispeten daha düşük miktarda yağış almaktadır (Şekil 10; Nişancı, 1979). Nitekim Öztürk vd. (2023), bu sistem dahilinde Zor Dağı'nın kuzey eteklerinin ve daha kuzeyde lğdır Ovası'nın daha düşük değerde yağış aldığını belirtmişlerdir. Topoğrafik yapının orografik zorlanmalara dönüşerek bölgesel iklimatik ve atmosferik süreçlerdeki bu modifiye etkisinden dolayı Zor Dağı yıllık toplam 738 mm civarında yağış almaktadır (Şekil 2b, Şekil 10).

Zor Dağı volkanik bir sistem olduğu için krater morfolojisinin buzulaşma süreçleri üzerindeki etkisi oldukça fazladır. Dağın çift kraterli morfolojik dokusu uygun topoğrafik alanlara dönüşerek bu alanlarda sirk (Kapo, Krater İçi ve Serbent sirkleri) ve buzul vadilerinin (Serbent, Kapo, Enver ve Havşala buzul vadileri) şekillenmesini denetlemiştir. Bu, herşeyden önce bu alanların daha düşük derecede güneş radyasyonu almasına bağlıdır (Şekil 11a, 11b). Nitekim her iki krater de derin topoğrafik yarıma sahalarına karşılık geldiği için (Şekil 11c) bu alanlar yıl içerisinde görece daha az güneş radyasyonu almaktadırlar. Senaryonun, dünya yörüngesindeki değişimler de katıldığında, buzul dönemlerine uyarlanmasıyla bu alanların görece daha soğuk morfolojik üniteler olduğu anlaşılmaktadır. Bu veriler, Zor Dağı kütlelerinde krater morfolojisinin buzul gelişimini yönlendiren topoğrafik bir etmen olduğunu karakteristik şekilde örneklendirmektedir.







**şekil 10:** Aras Dağları'nın B/GB sektörlü rüzgar sistemlerine karşı pozisyonu ve bazı kütlelerin aldıkları yağış miktarları (siyah oklar, rüzgar sistemlerini ve yönlerini temsil etmektedir) / **Figure 10:** The position of the Aras Mountains against moist winds with W/SW sector and the amount of precipitation received by some masses (black arrows represent wind systems and their directions).

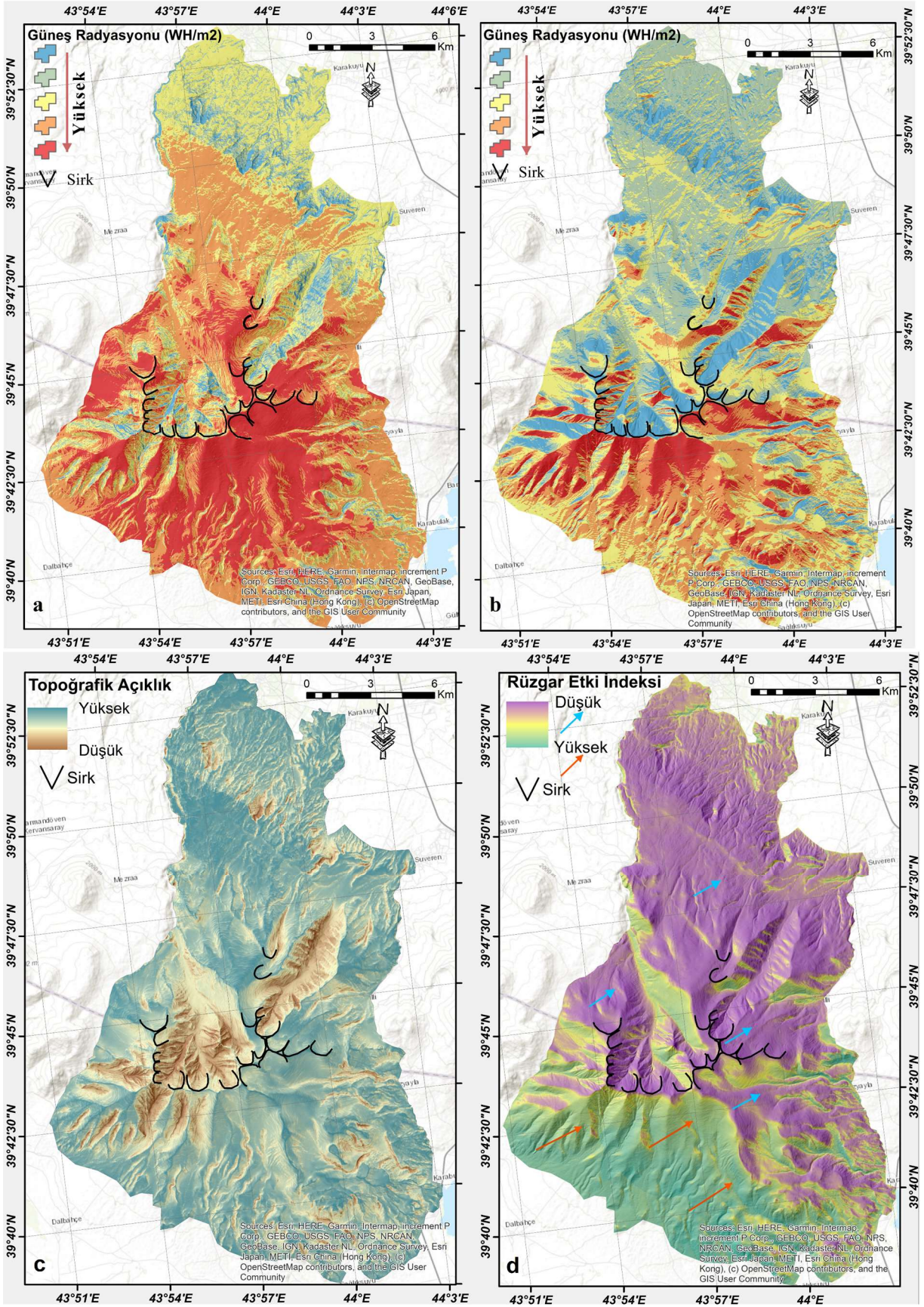
Buzul jeomorfolojisi açısından değerlendirildiğinde özellikle Zor Dağı'nın kraterlerine ve kraterlerin tektonik deformasyonlarla ilişkili boşalım sahalarına karşılık gelen vadilerine bakıldığında topoğrafik açıklığın oldukça düşük olduğu görölmektedir (şekil 11c). Bu parametre de söz konusu alanların buzul dönemlerinde kapalı morfolojik alanlar olmalarından dolayı daha düşük güneş radyasyonu almalarıyla (şekil 11a, 11b) sonuçlanmaktadır. Buzul gelişimi açısından sıcaklık değerlerinin düşük olmasının yanı sıra rüzgâr süreçleriyle kar akümülasyonunun ve buzula dönüşümünün de etkili olduğu bilinmektedir (Keserci vd., 2023). Özellikle rüzgar altı yamaçlar şeklinde karakterize edilen rüzgar gölgesi alanları (dulda yamaçlar) yağın rüzgârlarla süpürülemediği ancak farklı bölgelerden yağın karın akümüle olarak buzula dönüştüğu sahalara karşılık gelmektedir. Zor Dağı ve çevresinde bölgesel atmosferik süreçleri anlama adına detaylı analizler yapan Nişancı (1979)'ya göre bölgede esen hâkim yağış getiren rüzgârların esiş yönü B/GB'dir. Zor Dağı'nın özellikle KD (Krater İçi ve ıngıl Sirkleri) ve GD (Beto ve Düz yaylası sirkleri) sektörüne bakan sirklerinin gelişimi uygun maruziyet koşullarının yanı sıra bu sistemle açıklanabilir (şekil 11d). Genel olarak batıdan esen rüzgarların zirve nahiyesinde bulunan karları söz konusu yamaçlara taşıyarak bu

alanlarda biriktirmesiyle sirk gelişimleri denetlenmiştir. Bu açıdan özellikle ıngıl Sirkleri, Beto - Düz Yaylası sirkleri ve merkezi kraterin batısında konumlanmış KR5, KR6, KR7 ve KR8 sirklerinin glasyo-morfolojik evrimi bu bağlamda değerlendirilmektedir.

#### 4.3. Paleo Buzul Kalınlığı ve Paleo Kalıcı Kar Sınırının Belirlenmesi

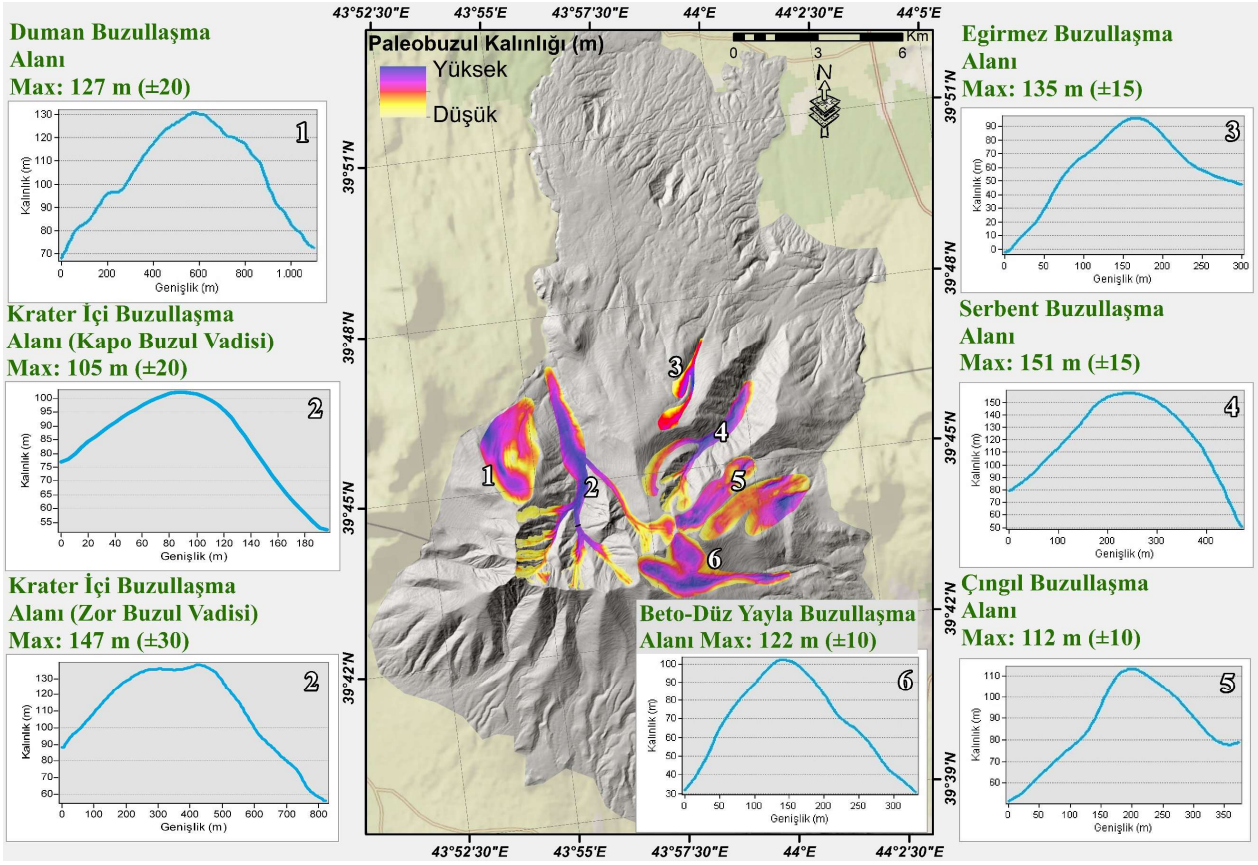
Zor Dağı'nın buzul dönemindeki buzul kalınlığını hesaplamak için Pellitero vd. (2016) tarafından geliştirilen ve Arcmap'e entegre edilen GlaRe aracı kullanılmıştır. Buzul jeomorfolojisine dayalı çeşitli arazi kaynaklı referanslarla gerçekleştirilen analize göre dağlık kütlede buzul kalınlığının bazı bölgelerde 150 metrelere ulaştığı, buzul uzunluğunun ise 8 km'yi geçtiği görölmektedir (Tablo 1). Kütlede özellikle Zor Buzul Vadisi ve Serbent Buzul Vadisi'nde oldukça yüksek değerler sunan buzul kalınlığı değerleri, eğimin az olduğu dolayısıyla buzul akışkanlığının görece düşük olduğu sirklerde de (ıngıl, Duman ve Beto-Düz yayla sirkleri) yüksek değerlere ulaşmaktadır (şekil 12). Bunun yanında yüksek eğim değerlerine sahip krater içi yamaçlara yerleşmiş Krater İçi Sirkleri'de, Kapo Sirkleri'nde ve Serbent Sirkleri'nde buzul kalınlıkları daha düşük seviyeler sunmaktadır (şekil 12).





**Şekil 11: a)** Zor Dağı'nın güncel yaz dönemi alınan güneş radyasyonu miktarı, **b)** Zor Dağı'nın güncel kış dönemi alınan güneş radyasyonu miktarı (her iki dönemde de sirklerin geliştiği alanlarda güneş radyasyonu genel olarak görece düşüktür), **c)** Zor Dağı'nın topoğrafik açıklık indeksi haritası, **d)** Zor Dağı'nın rüzgar etki indeksi haritası.  
**Figure 11: a)** The amount of solar radiation of Mount Zor in summer, **b)** The amount of solar radiation of Mount Zor in winter (in both periods, solar radiation is relatively low in areas where circuits develop), **c)** Topographic openness index map of Mount Zor, **d)** Wind effect index map of Mount Zor.





**şekil 12:** Zor Dağı'nın paleo buzul kalınlığı haritası ve buzullara ait örnek enine kesit profilleri / **Figure 12:** Palaeoglacier thickness map of Mount Zor and sample cross-section profiles of glaciers.

Buzulun birikim ve ablasyon üniteleri arasındaki denge hattına karşılık gelen (Turoğlu, 2011) ve buzullaşma süreçlerindeki şiddetin yorumlanmasında kullanılan paleo-kalıcı kar sınırının hesaplanması çeşitli CBS programlarında Python tabanlı kodlamalı yazılımlarla sağlanabilmektedir. Zor Dağı'nın paleo kalıcı kar sınırını hesaplamak için de Pellitero vd. (2015) tarafından geliştirilen ve birçok çalışmada başarıyla kullanılan (Canpolat, 2022; Çılığın vd., 2023; Keserci vd., 2023, Seven, 2024) Arcmap eklentili otomatik hesaplama araçları kullanılmıştır. Yapılan analizlere göre 3 farklı metotla kalıcı kar sınırı her bir buzullaşma

alanı için ayrı ayrı hesaplanmış ve Zor Dağı için ortalama değer baz alınmıştır. Bu bağlamda kütle dahilinde MGE metoduna göre ortalama paleo-kalıcı kar sınırı 2588 m, AAR (0.58) metoduna göre ortalama paleo-kalıcı kar sınırı 2564 m, AAR (0.65) metoduna göre ortalama paleo-kalıcı kar sınırı 2506 m, AABR (1.56) metoduna göre ortalama paleo-kalıcı kar sınırı 2521 m ve AABR (1.69) metoduna göre ortalama paleo-kalıcı kar sınırı 2513 m olarak hesaplanmıştır (Tablo 2). Dağlık kütlede 3 farklı metoda göre yapılan hesaplamalar sonucunda ortalama paleo-ELA yükseltisi 2538 m olarak belirlenmiştir.

**Tablo 1:** Zor Dağı Kütle'sinde buzullara ait morfometrik özellikler ve paleo-buzul kalınlıkları / **Table 1:** Morphometric features of glaciers and palaeoglacier thicknesses on Mount Zor Massif.

Buzullaşma Alanı	Buzul Başlangıç Yüksekliği	Buzul Cephe Yüksekliği	Maximum Buzul Kalınlığı	Buzul Uzunluğu
Dumanlı Yayla	~2958 m	~2171 m	127 m (±20)	~3.7 km
Krater İçi	~3180 m	~1992 m	147 m (±30)	~8.03 km
Beto-Düz Yayla	~3150 m	~2185 m	122 m (±10)	~5.18 km
Çıngıl	~3019 m	~2011 m	112 m (±10)	~4.11 km
Serbent	~2941 m	~1895 m	151 m (±15)	~5.14 km
Egirmez	~2660 m	~1902 m	135 m (±15)	~3.51 km



**Tablo 2:** Zor Dağı Kütlesi'nde paleo-kalıcı kar sınırı hesaplama metotlarına göre elde edilen değerler / **Table 2:** Values obtained according to palaeo-ELA snow limit calculation methods in Zor Mountain Massif.

Buzullaşma Alanı		Paleo-ELA Hesaplama Yöntemi				
Adı	Toplam Alan (km <sup>2</sup> )	MGE	AAR (0,58)	AAR (0,65)	AABR (1,56)	AABR (1,69)
Dumanlı Yayla	4.76	2566 m	2526 m	2476 m	2547 m	2546 m
Krater İçi	7.38	2657 m	2587 m	2507 m	2597 m	2577 m
Beto-Düz Yayla	4.52	3010 m	2970 m	2920 m	2870 m	2860 m
Çıngıl	6.39	2443 m	2383 m	2333 m	2393 m	2383 m
Serbent	3.08	2456 m	2366 m	2276 m	2376 m	2366 m
Egirmez	1.08	2397 m	2557 m	2527 m	2347 m	2347 m
<b>Toplam</b>	<b>27.21</b>	<b>Ortalama 2588 m</b>	<b>Ortalama 2564 m</b>	<b>Ortalama 2506 m</b>	<b>Ortalama 2521 m</b>	<b>Ortalama 2513 m</b>
<b>Zor Dağı Ortalama Paleo-ELA: 2538 m</b>						

#### 4.4. Paleo-klimatik Yapılandırma

Zor Dağı'nda etkili olan buzullaşma süreçlerinin hangi dönemde gerçekleştiğini kesin tayin edecek yaş verisi bulunmamaktadır. Ancak gerek morenlerin stratigrafik pozisyonları ve yer yer korunaklı morfolojik görünüşleri ve gerekse de Anadolu'da buzullaşmanın daha çok Son Buzul Maksimumu'na sıklıkla atfedilmesinden dolayı (Akçar vd., 2007; Sarıkaya vd., 2009; Zahno vd., 2010; Sarıkaya ve Çiner, 2015; Dede vd., 2017; Bayrakdar vd., 2017a; Köse vd., 2019) dağlık kütledeki buzullaşma süreçlerinin de ilgili dönemde geliştiği düşünölmektedir. Bu varsayımdan hareketle Zor Dağı'nın SBM'ye (buzullaşmanın en şiddetli olduğu 21 bin yıl öncesi) ait sıcaklık ve yağış değerleri küresel ölçekli bir veri tabanı olan açık kaynak kodlu CHELSA'dan (Karger vd., 2023) temin edilmiş ve çalışma sahasına göre kırılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre SBM'de Zor Dağı kütlesinde paleo-ELA sınırı olan 2538 metrenin üstünde sıcaklık -5,9 C°'ye kadar düşmektedir. Aynı şekilde yağış değerlerinin de 1033 mm'ye dek çıktığı görölmektedir (Şekil 13).

#### 5. TARTIşMA

Anadolu'nun buzul jeomorfolojisine yönelik gerçekleştirilen çalışmaların bazılarında jeomorfik/sedimentolojik veri ya da bulguların yanı sıra Anadolu'nun buzullaşan dağlarının dağılımı hakkında da çeşitli ifadeler ya da görseller sunulmuştur (Sarıkaya, 2011;

Bayrakdar vd., 2015; Dede, 2016; Öztürk vd., 2021) (Şekil 14). Bu çalışmalar incelendiğinde Zor Dağı'nın buzul jeomorfolojisine dair herhangi bir ifadenin olmadığı görölmektedir. Dolayısıyla Zor Dağı bu çalışmayla, Kuvaterner buzullaşması izlerinin saptantığı güncel bir yükselim olarak değerlendirilmektedir.

Türkiye'de yapılan birçok buzul jeomorfolojisi çalışmasında yükselti koşullarına ek olarak, ele alınan dağlık kütlenin nemli rüzgârlara maruziyetinin de buzullaşma süreçleri üzerinde etkili olduğu ifade edilmiştir (Bayrakdar vd., 2017a; Bayrakdar vd., 2017b; Canpolat, 2022). Örneğin Batı Toros silsilesinde yer alan birçok dağda buzullara ait morfolojik izlerin güneyli yamaçlarda yoğunlaşması ve paleo-kalıcı kar sınırının Anadolu'da en düşük seviyede burada yer alması Akdeniz üzerinden gelen nemli rüzgarların bol miktarda yağış bırakmasına bağlanmıştır (Doğan, 2014; Çılığın vd., 2023). Aynı şekilde Karadeniz Dağları'nda da kuzeyli yamaçlarda gelişmiş yoğun buzullaşma izlerinin uygun bakı koşullarının yanı sıra Karadeniz üzerinden gelen nemli rüzgarların etkisiyle şekillendiği ifade edilmektedir (Akçar vd., 2007; Bayrakdar, 2018). Kıyı kuşağından uzak, karasal iklim koşullarında ise bu durumun en iyi örneklerinden birini Munzur Dağları oluşturmaktadır. Dağın güneyli rüzgarlara cephe olacak şekilde göğüs geren kütleli morfografik yapısından dolayı yoğun bir buzullaşma gelişmiş (Bilgin, 1972; Çılığın, 2013; Bayrakdar vd., 2015) hatta buzul





gelen rüzgâr sistemlerine açık olan dağda Geç Kuvaterner buzullaşmaları üzerinde bu sistemin de etkili olduğu düşünölmektedir. Büyük oranda güneybatıdan sokulup ilerleyen cephe sistemlerini (Nişancı, 1979) orografik olarak engelleyen dağlık kütle kütleli yapısından dolayı cephe geçişlerini yavaşlatmakta ve seklüzyon süreci ile bol miktarda yağış almaktadır (Şekil 10). Bu noktada Zor Dağı'nın hemen kuzeyinde yer alan İğdir Ovası'nın (850 m) oldukça kurak iklimik karakterinin gelişmesinde düşük yükseltisinin yanı sıra Zor Dağı'nın da dahil olduğu Aras Dağları'nın yağmur gölgesinde kalmasının etkisi ifade edilmiştir (Öztürk vd., 2023).

Buzullaşma süreçlerinin makro jeomorfik birimler üretecek şekilde şiddetlenmesinde sürecin iklimik dinamiklerinin yanı sıra topoğrafik ve morfolojik yapının da etkili olduğu bilinmektedir. Örneğin Toros silsilesinde yapılan birçok çalışmada buzullaşma üzerinde buzul dönemi öncesi dolin ve uvala gibi paleo-karstik morfolojinin (Tonbul ve Ege, 2002; Çilğın, 2015; Bayrakdar vd., 2017a; Çilğın ve Bayrakdar, 2018; Canpolat, 2022), Erciyes Dağı'nda ise volkanik çökme yapılarının (Sarıkaya vd., 2003) etkili olduğu belirtilmiştir. Zor Dağı da Pliyo-Kuvaterner yaşlı çift erüpsiyon merkezli bir volkanik yükselidir. Dağın her iki kraterinin kuzeye bakan iç yamaçları morfolojik anlamda buzulların yerleşip gelişebileceği alanlara dönüşmüştür. Nitekim bu alanlar topoğrafik kapalılığın fazla (Şekil 11c), güneş radyasyonunun az (Şekil 11a, 11b) olduğu bir jeomorfik üniteye karşılık gelmektedir. Bu bağlamda söz konusu alanlarda gelişen buzullar krater morfolojisinin sağladığı bu avantajdan dolayı ilerleyerek birçok sirk (Krater içi sirkler, Serbent sirkleri) ve buzul vadisinin (Havsala, Enver, Serbent buzul vadileri) gelişimini denetlemiştir.

Morfolojik anlamda kapalı jeomorfik üniteler (dolin, uvala, krater, kanyon vb.) iklimik özelliklerin karakterini değiştiren alanlara karşılık gelmektedir. İçsel (tektonizma, volkanizma vs.) ya da dışsal (flüvyal erozyon, karstlaşma) süreçlerin denetiminde gelişen topoğrafik anlamda bu kapalı alanlar, nemlilik ve sıcaklık koşullarını etkiledikleri için çevrelerine oranla farklı iklimsel özelliklerin görülmesini sağlamaktadırlar. Zor Dağı da buzul

öncesi dönemde tektonik deformasyonlarla ilişkili krater boşalımlarından ve derin flüvyal yarımalardan dolayı morfolojik anlamda kapalılık oranı fazla olan topoğrafik ünitelere sahiptir (Şekil 11c). Gökyüzü görünürlüğü düşük seviyelerde olan bu alanlar, buzul dönemlerinde buzullaşmanın gelişim seyrini olumlu yönde etkilemiştir. Örneğin Krater İçi Buzullaşma Alanı, Egirmez Buzullaşma Alanı ve Serbent Buzullaşma Alanı'nda buzulların oldukça kalın değerler sunması (Şekil 12) ve uzak mesafelere ilerleyerek uzun buzul kütlelerini (Tablo 1) oluşturmasında topoğrafik yapıya ait bu parametrenin etkili olduğu görölmektedir. Buna karşın Beto-Düz Yayla Sirkleri'nde ve Çıngıl Sirkleri'nde buzulların vadi buzullaşmasına dönüşmemesinde ve görece kalınlıklarının daha az olmasında (Şekil 12, Tablo 1) buzullaşma öncesinde paleo-topoğrafya ile ilişkili topoğrafik yarıma oranının az olmasının (Şekil 11c) etkisi görölmektedir.

Buzul jeomorfolojisinde paleo-buzulların kalınlığı hakkındaki nicel veriler, buzullaşmanın şiddetini yansıtmaları açısından önemlidir. Bu nedenle son yıllarda yapılan birçok çalışmada buzulların kalınlıkları sayısal olarak ifade edilmiş ve elde edilen sonuçlarla topoğrafik yapının niteliği deneştirilmiştir. Örneğin maksimum paleo-buzul kalınlığını Canpolat (2022) Bozburun Dağı'nda 81 m, Çilğın (2015) Dedegöl Dağı'nda 192 m, Bayrakdar vd. (2018) Karadağ'da 100 m, Çilğın vd. (2023) Dumanlı Dağı'nda 83, Emerdin Dağı'nda 117, Kovacık Dağı'nda 96 m, Çilğın (2020) Munzur Dağları'nda 300 m, Yeşilyurt vd. (2018) Kavuşşahap Dağları'nda 250 m, Seven (2024) Esence Dağları'nda 230 m olarak ifade etmiştir. Zor Dağı'nda paleobuzul kalınlığını anlama adına elde edilen görsel ve sayısal çıktılar, morfolojik yapı ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Nitekim topoğrafik yarımanın fazla olduğu derin vadilerde ve krater içinde (Şekil 11c) buzulların diğer ünitelere oranla daha kalın olduğu görölmektedir (Şekil 12, Tablo 1). Örneğin Krater İçi Buzullaşma Alanı'nda Zor Buzul Vadisi'nde buzul kalınlığı 150 metreyi bulmaktadır. Buzul sonrası dönemlerde flüvyal erozyondan dolayı yaklaşık 20 metreye varan değişim payı hesaba katıldığında bile, kütledeki buzulların oldukça kalın olduğu, literatürdeki

örneklere bakılarak da söylenebilir. Zor Dağı'nda elde edilen kalınlık verileri, paleo-buzul kalınlığının belirlenmesinde topoğrafyanın ve eğim değerlerinin önemli olduğunu göstermektedir.

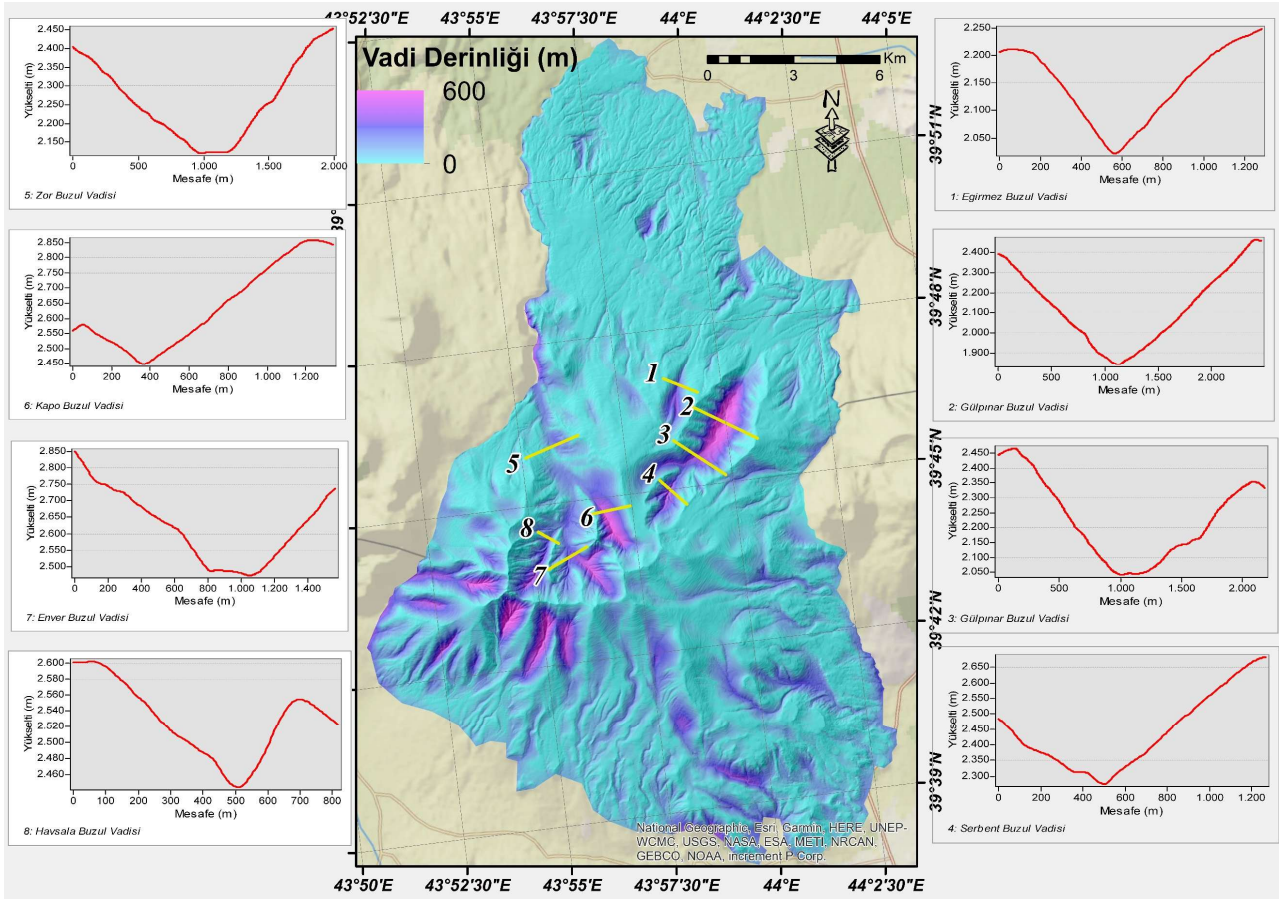
Zor Dağı kütlesi'nde paleo-kalıcı kar sınırının (paleo-ELA) belirlenmesi için farklı oranlara göre 3 farklı yöntemle hesaplama yapılmıştır (Tablo 2). Elde edilen sonuçların ortalamasına göre Zor Dağı'nın paleo-kalıcı kar sınırı yaklaşık olarak 2538 m olarak tespit edilmiştir. Doğu Anadolu Yüksek Platosu'ndaki ya da yakın çevredeki diğer dağlık kütlelerde ise örneğin; Kuzey Anadolu'daki dağların büyük kısmında Pleyistosen kalıcı kar sınırı 2500-2600 (Gürgen 2009) ya da 2600 m (Çiçek vd., 2004), Kaçkarlar'da 2700 m (Doğu vd., 1993), Karçal Dağı'nda 2600 m (Dede, 2016), Yalnızçam Dağları'nda 2800 m (Atalay, 1987), Süphan Dağı'nda 3200 m (Kesici, 2022), Cilo Dağları'nda 2800 m (Onur, 1962), Mescit Dağı'nda 2762 m (Atalay, 1984), İhtiyarşahap Silsilesi'nde ortalama 2835 m (Yeşilyurt vd., 2018), Soğanlı-Kaçkar dağlarında 2500 m (Yalçınlar, 1951), Bingöl Dağı'nda 2820 m (Tonbul, 1997), Çadır 2615 m (Dede, 2009), Demirkapı Dağı'nda 2550 m (Doğu vd., 2000) Munzur Dağları'nda 2600 m (Çılığın, 2020) olarak belirtilmiştir. Bu yüksek değerler, karasallığın şiddetli olmasına bağlı olmakla birlikte Zor Dağı kütlesinde göreceli olarak düşük değerlerin kütledeki lokal özel şartlardan kaynaklandığı düşünölmektedir. Bunun en temel nedenleri arasında Zor Dağı'nın alçak rölyefli havzalar arasında geniş ve kütleli bir yükselim şeklinde rüzgârlara cephe oluşturarak seklüzyon sonucu bol miktarda yağış alması ve kütlelerin buzul dönemi öncesinde flüvyal ve volkanik süreçlerin etkisiyle derin şekilde yarılmaları gösterilebilir.

Zor Dağı'nda geometrik dokuları birbirinden farklı 22 sirk tespit edilmiştir ve sirklerin çoğu K-KD yönünde gelişmiştir. Nitekim Borr ve Spagnolo (2015) kuzey yarımkürede sirklerin büyük oranda K ya da KD yamaçlarında geliştiğini belirtmiştir. Aynı şekilde Anadolu'daki çoğu sirk de bakı koşullarının daha uygun olmasından dolayı K ya da KD'ye dönük yamaçlara konulduğu ifade edilmiştir (Öztürk vd., 2021). Kütledeki sirklerin klasik sirk formundan uzak bir morfoloji sunması buzullaşmanın tek bir buzul dönemiyle sınırlı

kalması, buzul dönemi öncesi topoğrafik yapı ve buzul dönemi sonrası erozyonel süreçlerin (flüvyal ve periglasyal) deformatif hareketleriyle ilişkilendirilebilir. Ancak bu parametrelerin tek başına yeterli olmayacağı da düşünölmektedir. Kütlede sirklerin morfolojik anlamda derin çanak sunmayan görünömleri litolojinin farklı olmasıyla da bağlantılı olabilir. Nitekim Hughes vd. (2017), ile Çılığın ve Bayrakdar (2017), ofiyolitik birimlerde gelişen sirklerin kireçtaşında gelişenlerin aksine karakteristik görünömlerden uzak olduğunu belirterek litolojinin önemini ortaya koymuşlardır. Aynı parametre volkanik kayalar için de geçerlidir. Zira masif özelliğinde olmayan, soğuma kökenli bol çatlaklı bir petrografik karakter sunan volkanik kayalar ve özellikle aglomeraların Zor Dağı'nın zirve bölgesinde yaygın olmasından dolayı tipik sirk oluşumlarına rastlanılmamaktadır. Litolojinin bu karakteri buzul döneminde bol miktarda buzul çökeli üretilmesini de sağlamıştır.

Zor Dağı'ndaki buzul vadilerinin jeomorfik enine kesitleri değerlendirildiğinde genel olarak tekne vadiden uzak vadi tiplerinin yaygınlığı görölmektedir. Nitekim vadi derinliği indeksi haritası incelendiğinde vadi profillerinin çoğunun flüvyal vadi profiline oldukça benzediği anlaşılmaktadır (Şekil 15). Büyük oranda buzullaşma şiddetinin ve süresinin etkisi altında gelişen bu durum, eğim koşulları, buzullaşma öncesi paleo-topoğrafya ve litolojik özelliklerin etkisiyle de gelişmiş olabilir. İlk bakışta salt flüvyal vadi manzarasının (özellikle Kapo Buzul Vadisi) yorumlanmasına da neden olabilen bu jeomorfik karakterin yanı sıra özellikle Zor Buzul Vadisi'nde karakteristik bir tekne vadi formunun olduğu açıkça görölmektedir. Bunun yanında Gülpınar Buzul Vadisi'nin yukarı kesimlerinde, Serbent Buzul Vadisi'nde ve Egirmez Buzul Vadisi'nde de tekne vadi dokuları izlenebilmektedir. Buzul vadilerinin tekne vadi formundan uzak peyzajları, buzul dönemi sonrasında sellenme süreçlerinden dolayı da şekillenmiştir. Güncel flüvyal erozyondan dolayı tabandaki buzul çökelleri yarılmış, özellikle Serbent ve Egirmez buzul vadilerinde iç içe polijenik vadi topoğrafyası gelişmiş ve yarılmış buzul çökelleri asılı kalmıştır.





**Şekil 15:** Zor Dağı kütlesinde vadi derinliği indeksi haritası ve buzul vadilerinin enine profilleri / **Figure 15:** Valley depth index map and transverse profiles of glacial valleys in Mount Zor.

Anadolu'nun bazı kütlelerinde maximum buzullaşmanın SBM öncesinde yaşandığı bilirse de (Yeşilyurt vd., 2018; Seven, 2024) buzullaşmanın en etkin haliyle Son Buzul Maksimumu'nda (SBM; yaklaşık 19-23 bin yıl önce) yaşandığı sıklıkla belirtilmiştir (Akçar vd., 2007; Akçar vd., 2008; Sarıkaya vd., 2009; Zahno vd., 2009; Zahno vd., 2010; Dede vd., 2017; Köse vd., 2019; Dede, 2023). Bu genel kabule göre, Zor Dağı'nda buzul kronolojisini ortaya koyacak kesin yaş verisi olmamasına rağmen buzullaşmanın yaygın şekilde SBM'de gerçekteştiği düşünölmektedir. Bunun yanında Anadolu'da buzul dönemlerinin iklimik karakterini yapılandırma adına gerçekteştirilen modellemelere göre genel olarak SBM'de sıcaklığın günümüze göre yaklaşık olarak 8-11 C° soğuk ve iç kesimlerde yağış değerlerinin hemen hemen aynı olduğu belirtilmiştir (Sarıkaya vd., 2008; Sarıkaya vd., 2011, Çılığın, 2015; Yeşilyurt vd., 2018). Tüm bunlardan hareketle Zor Dağı'ndaki buzul jeomorfolojisinden sorumlu olduğunu düşündüğümüz buzullaşma dönemi olan SBM'de kütledeki iklimik özelliklerin yorumlanması adına CHELSA veri tabanından

elde edilen haritalama sonuçlarına göre, kütlede SBM'de sıcaklığın -5.9 C°'ye kadar düştüğü görölmektedir (Şekil 13a). Bu değerin güncel sıcaklığ değerleriyle (1.8 C°) (Şekil 2b) deneytirilmesi sonucu kütlenin zirve bölgesinin günümüze oranla yaklaşık olarak 7.7 C° daha soğuk olduğu anlaşılmaktadır. Bu çıkarım, Anadolu'nun iç kesimlerinde sıcaklığın SBM'de 8-11 C° daha soğuk olduğu görüşüyle oldukça yakın derecede uyumluluk göstermektedir. Bunun yanında SBM'de yağışın iç kesimlerde hemen hemen aynı olduğu ifadesi ile Zor Dağı için CHELSA veri tabanından derlenen veriler arasında yakın sayılabilecek uyumun olduğu da görölmektedir. Nitekim SBM'de Zor Dağı'nda yağış değerlerinin (Şekil 13b) günümüze göre (Şekil 2b) yaklaşık olarak 295 mm fazla olduğu görölmektedir. Ayrıca Yılmaz (2021), yapmış olduğu çalışmada Zor Dağı ve çevresinin SBM'de çok nemli/nemli iklime sahip olduğunu ve yağışın günümüze oranla % 20-40 arası fazla olduğunu belirtmiştir.

Egirmez Buzullaşma Alanı'nda (Şekil 3, Şekil 9) sirklerin morfojenetik evriminde paleo-iklimatik süreçlerin yanı sıra bölgesel tektonizma ve

buzul dönemi öncesi drenaj gelişiminin etkisi oldukça fazladır. Bunun yanında bölgenin rüzgâr gölgesi yamacında kalmasından dolayı kar akümülyasyonunun da etkili olduğu değerlendirilmektedir. Bu bağlamda; sirkler hemen güneyinden geçen İğdır Fay Zonu'na ait Bendemurat Segmenti (Emre vd., 2013; Öztürk, 2023), bölgede yanal atımla birlikte hafif düşey atım da gerçekleştirmiş ve sirklerin konumlanmış olduğu alanın güneyi göreceli olarak yükselmiştir. Düşen kuzey blokta ise gelişen derin flüvyal yarıлма alanlarında rüzgâr etkisiyle biriken karların uygun iklimatik süreçler altında buzula dönüşmesiyle buzullaşma gelişmiştir. Dolayısıyla yaklaşık 2500 m seviyesinde gelişen sirk morfolojisinin yerel topoğrafik koşulların denetimi altında geliştiği düşünülmektedir.

Zor Dağı'nın zirve bölgesi, aktüel morfodinamik süreçler açısından periglasyal süreçlerin etkisi altında kalan bir bölgeye karşılık gelmektedir. Nitekim yaklaşık 2600 metreden itibaren görülmeye başlanan periglasyal yer şekilleri arasında taş halkaları, gırlanlar, çemberler, solüflüksiyon lobları, taş kümeleri, taş şeritleri, nivasyon sirkleri ve kaya buzulları yer almaktadır. Nivasyon sirkleri çapları birkaç 10 m'yi bulacak şekilde, eğimli yamaçlarda, sirklerden bağımsız lokalitelerde görülmektedir. Bununla birlikte kaya buzulları sirkler içinde buzul sonrası jeomorfolojik gelişimde yaygın şekilde oluşabildikleri için (Dede vd., 2015) sirklerin konumlandırılması ve tanımlanmasında anahtar jeomorfik veri kayıtlarından birini oluşturmaktadır. Nitekim dağlık kütlede Çıngıl 1, Çıngıl 2, Çıngıl 3, Serbent 4, Kapo 1, Kapo 2, Beto Yaylası ve Düz Yaylası sirklerinde tipik kaya buzulları oluşumları görülmektedir (Şekil 4) ve bunların hepsi sirk tabanlarında konumlanmıştır. Kaya buzullarının morfojenetik evriminde sirk duvarlarının konjelifraksiyonla parçalanması sonucu oluşan enkaz malzemesinin etkisi büyüktür. Kütledeki kaya buzullarını oluşturan enkaz malzemesinin jeomorfik görünümünde enine ve boyuna loblar belirgin olsa da kaya buzullarında güncel aktivitenin sona erdiği görülmektedir. Bu bağlamda Zor Dağı'nda söz konusu sirklerin morfolojik tanımlanmasında kaya buzullarının varlığı büyük bir öneme sahiptir.

## 6. SONUÇ

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun doğusunda yer alan ve Küçük Kafkaslar gibi buzullaşma süreçlerine maruz kalmış önemli silsilerden birinin güneyinde konumlanan Aras Dağları'nın buzul jeomorfolojisi envanteri bu çalışmayla birlikte Zor Dağı özelinde ele alınarak ilk defa tanıtılmıştır. Dolayısıyla bu çalışmayla birlikte Anadolu'da buzul jeomorfolojisi çalışılan dağlık kütlelere yenisi eklenmiştir. Zor Dağı'nın sahip olduğu yaklaşık 3225 m'lik yükseltisi buzullaşma açısından yeterli hipsometrik koşulları sağlarken, dağın yakın çevresiyle birlikte sahip olduğu diğer koşullar buzul süreçlerinin etkin gelişmesini sağlamıştır. Zor Dağı'nın bölgesel atmosferik süreçler dahilinde batı sektörlü rüzgârlara cephe olması morfografik zorlanmalar kaynaklı bol miktarda orografik yağış almasını sağlarken, dağın çift kraterli jeomorfik yapısı morfolojinin buzul gelişim seyri üzerinde yönlendirici bir parametreye dönüşmesine yol açmıştır. Kraterlerin sunmuş olduğu morfolojik doku ve bakı koşullarından dolayı çok sayıda sirk ve buzul vadisi kraterlerin kuzey yönlü yamaçlarında gelişmiş ve buzul öncesi derin flüvyal yarımalardan dolayı buzullar uygun topoğrafik koşulların etkisi altında 1900 m'ye kadar inmiştir. Bölgesel atmosferik ve yerel topoğrafik/jeomorfik etkilerin denetiminde kütlede buzullaşma etkisinde kalan yaklaşık 27,21 km<sup>2</sup>'lik alanda toplam 6 buzullaşma alanı gelişirken söz konusu alanlarda 22 sirk ve 7 buzul vadisi görülmektedir. Dumanlı Yayla, Çıngıl, Beto-Düz yayla buzullaşma alanlarında buzullaşmanın sirk buzullaşması şeklinde kalması; Serbent, Egirmez ve Krater içi buzullaşma alanlarında ise vadi buzullaşması şeklinde gelişmesinden dolayı kütlede hem Pirenne tipi hem de Alpin tip buzullaşmanın yaşandığı görülmektedir.

CBS ortamında yapılan hesaplamalar sonucu Zor Dağı'nın paleo-kalıcı kar sınırı 3 farklı yöntemle hesaplanmış ve ortalama 2538 m değeri belirlenmiştir. Bu değer bölge genelindeki yüksek karasallaşma şiddetine rağmen Zor Dağı'nda Geç Kuvaterner buzullaşmasının oldukça etkin olduğunu yansıtmaktadır. Bununla birlikte yine CBS ortamında yapılan analizler sonucu paleo-buzul



kalınlıklarının özellikle vadi buzullarında 150 m'lere ulaştığı belirlenmiştir. Buna karşılık sirklerde buzulların göreceli olarak daha ince oldukları grlmektedir. CHELSA veri tabanından elde edilen verilere göre SBM'de dağlık kütlenin günümüze göre 7.7 C daha soğuk olduğu; SBM'de yağışın günümüzden biraz fazla olduğu grlmektedir. Paleo-iklime dair bu veriler, küçük farklar olmakla birlikte literatürle uyumlu sonuçlar vermektedir. Çalışmada derlenen tüm parametreler, Zor Dağı'nın Geç Kuvaterner buzullaşmasının etkin yaşandığı dağlık kütlelerden biri olduğunu göstermektedir. Bu çalışmayla birlikte buzul morfolojisi ifade edilen kütlenin bir sonraki aşamada buzullaşma kronolojisinin ortaya konulması planlanmaktadır.

## KATKI BELİRTME VE TEŐEKKÜR

Bu alışma, 1. yazarın 2. yazar danışmanlığında hazırlamakta olduğu doktora tezi çalışması bulgularından üretilmiştir. Yazarlar çalışmanın akademik kalitesine katkılar sunan anonim hakemlere, Doç. Dr. Volkan DEDE'ye ve Dr. Mutlu SEVEN'e teŐekkür ederler.

## KAYNAKÇA

- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., Schlüchter, C. (2008). A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Verçenik valley, northeastern Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 23 (3), 273-285. <https://doi.org/10.1002/jqs.1144>
- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., Schlüchter, C. (2007). Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International*, 164-165, 170-183. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.12.020>
- Akkan, E., Tuncel, M. (1993). Esence (Keşiş) Dağları'nda buzul Őekiller. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 2, 225-239. [https://tucaum.ankara.edu.tr/wp-content/uploads/sites/280/2015/08/tucaum2\\_10.pdf](https://tucaum.ankara.edu.tr/wp-content/uploads/sites/280/2015/08/tucaum2_10.pdf)
- Arpat, E., Şaroğlu, F. İz, H. (1977). 1976 aldırın depremi. *Yeryuvarı ve İnsan*, Şubat, 29-41. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/dd7120ae51f270b\\_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/dd7120ae51f270b_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN)

- Atalay, İ. (1983). Mescit Dağı'nın glasiyal morfolojisi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 2, 129-138. <https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/56927>
- Ataman, G., Buket, E. apan, U. S. (1975). Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Benioff Zonu olabilir mi? *MTA Dergisi*, 84, 112-118. <https://dergipark.org.tr/en/pub/bulletinofmre/issue/3910/52123>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., Davtyan, V. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F., Starostenko, V. (Eds.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (393-408). Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>
- Azzoni, R. S., Zerboni, A., Pelfini, M., Garzonio, C. A., Cioni, R., Meraldi, E., Smiraglia, C., Diolaiuti, G. A. (2017). Geomorphology of Mount Ararat/Ağri Dağı (Ağri Dağı Milli Parkı, Eastern Anatolia, Turkey). *Journal of Maps*, 13 (2), 182-190. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1279084>
- Barr, I. D., Spagnolo, M. (2015). Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*, 151, 48-78. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.04>
- Bayrakdar, C. (2018). Tekeli Dağı'nda (Tokat) Ge Pleyistosen buzullaşmalarının izleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (1), 13-25. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jader/issue/43138/523016>
- Bayrakdar, C., ılđın, Z. Sarış, F. (2017b). Karadağ'da Pleyistosen buzullaşmaları, Batı Toroslar, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Blteni*, 60, 451-470. <https://doi.org/10.25288/tjb.360610>
- Bayrakdar, C., ılđın, Z., Döker, M. F., Canpolat, E. (2015). Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24 (1), 56-71. <https://doi.org/10.3906/yer-1403-7>
- Bayrakdar, C., ılđın, Z., Keserci, F., Yasan, O. (2024). Kısır Dağı'nda Pleyistosen Buzullaşmaları, Uluslararası Katılımlı 76. Türkiye Jeoloji Kurultayı (15-19 Nisan), Bildiri zleri Kitabı, Ankara.
- Bayrakdar, C., Gne Kiyak, N., Turoğlu, H., ztrk, T. ve Canel, T. (2017a). Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Pleistosen buzullaşmalarının jeomorfolojik özellikleri ve optik uyarmalı lüminesans (OSL) ile yaşlandırılması. *Türk*

- Coğrafiya Dergisi, (69), 27-37.  
<https://doi.org/10.17211/tcd.318170>
- Bilgin, T. (1972). Munzur Dağları Doğu Kısmının Glasyal ve Periglasyal Morfolojisi. İstanbul Üniversitesi Yayınları.
- Blumenthal, M. (1959). Ağrı Volkanı ve sedimanter çevresinin dağları. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, XXIII/3-4.
- Canpolat, E. (2022). Bozburun Dağı (Antalya) buzullaşma alanlarının jeomorfolojik açıdan değerlendirilmesi. Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, 9, 1-18.  
<https://doi.org/10.46453/jader.1098786>
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Bohner, J. (2015). System for automated geoscientific analyses (Saga) V. 2.1.4. Geoscientific Model Development, 8(7), 1991-2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
- Çilğın, Z. (2013). Ovacık Ovası (Tunceli) ve Munzur Dağları'nın güneybatı aklarının jeomorfolojisinde buzullaşmaların etkisi. Kilis Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 3 (6), 103-121.  
<https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/717442>
- Çilğın, Z. (2015). Dedegöl Dağı Kuvaterner buzullaşmaları. Türk Coğrafiya Dergisi, (64), 19-38. <https://doi.org/10.17211/tcd.55740>
- Çilğın, Z. (2020). 3D surface modeling of Late Pleistocene Glaciers in the Munzur Mountains (Eastern Turkey) and its paleoclimatic implications. Turkish J. Earth Sci., 29, 714-732.  
<https://doi.org/10.3906/yer-1905-18>
- Çilğın, Z., Bayrakdar, C. (2017). Kızıldağ'da (Sivas) buzullaşma izleri. Türk Coğrafiya Dergisi, 69, 101-107. <https://doi.org/10.17211/tcd.338314>
- Çilğın, Z., Bayrakdar, C. (2018). Dedegöl Dağı'ndaki glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. Coğrafiya Dergisi, 36, 27-48.  
<https://doi.org/10.26650/JGEOG411356>
- Çilğın, Z., Bayrakdar, C. (2020). Teke Yarımadası'ndaki (Güneybatı Anadolu) glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. Türk Coğrafiya Dergisi (74), 107-121.  
<https://doi.org/10.17211/tcd.729978>
- Çilğın, Z., Bayrakdar, C., Keserci, F., Canpolat, E. (2023). Kovacık, Emerdin ve Dumanlı Dağları'nda (Batı Toroslar) Geç Pleyistosen buzullaşmaları. Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, 11, 137-159.  
<https://doi.org/10.46453/jader.1348290>
- Çilğın, Z., Bayrakdar, C., Keserci, F., Yasan, O. (2024). Bağırpaşa Dağı Geç Pleyistosen Buzullaşmaları, Uluslararası Katılımlı 76. Türkiye Jeoloji Kurultayı (15-19 Nisan), Bildiri Özleri Kitabı, Ankara.
- Çiçek, İ., Gürgen, G., Tunçel, H., Doğu, A. F. (2004). Glacial morphology of Eastern Black Sea Mountains (Turkey). Caucasian Geography Reviews, 4, 46-51.
- Çiner, A. (2003). Türkiye'nin güncel buzulları ve Geç Kuvaterner buzul çökelleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 46 (1), 55-78.  
<https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28630/590866>
- Çiner, A., Sarıkaya, M. A. (2022). The Anatolian Peninsula, İçinde: M. Oliva et al. (eds.), *Periglacial Landscapes of Europe*, 115-135.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-031-14895-8\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-031-14895-8_7)
- Dede, V. (2009). *Çadır Dağı'nın Buzul Jeomorfolojisi (Yalnızçam Dağları-Artvin)*. (Tez No: 257319) (Yüksek Lisans Tezi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi), Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Dede V., Çiçek İ., Uncu, L. (2015). Karçal Dağları'nda kaya buzulu oluşumları. Yerbilimleri, 36(2), 61-80. <https://doi.org/10.17824/yrb.90910>
- Dede, V. (2023). Karçal Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve 36Cl Kozmojenik Jeokronolojisi, Kriter Yayınları.
- Dede, V., (2017). *Karçal Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve 36Cl Kozmojenik Jeokronolojisi* (Tez No: 445831) (Doktora Tezi Ankara Üniversitesi), Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Dede, V., Çiçek, İ., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Uncu, L. (2017). First cosmogenic geochronology from the lesser Caucasus: late Pleistocene glaciation and rock glacier development in the Karçal Valley, NE Turkey. Quat. Sci. Rev. 164, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.025>
- Doğan, M. (2014). Sandıras Dağı'nda (Muğla) buzullaşma ve buzul şekilleri. Ege Coğrafiya Dergisi, 20, 29-52.  
<https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/56752>
- Doğu, A. F., Çiçek, İ., Gürgen, G. (2000). Demirkapı Dağı ve Uzungöl çevresinin jeomorfolojisi. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Özleri Kitabı, 66- 67.
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, İ., Tunçel, H., Gürgen, G. (1993). Kaçkar Dağı'nda buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafiyası Dergisi, 2, 157- 183.  
<https://dergipark.org.tr/tr/pub/dtcfdergisi/issue/66759/1043983>
- Dönmez, Y. (1979). Umumi Kllimatoloji ve İklim Çalışmaları. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayın No.2506, Coğrafiya Enstitüsü Yayın No.102.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Elmacı, H., Olgun, S. & Şaroğlu, F. (2013). Active Fault Map of Turkey



- with an Explanatory Text 1: 1.250.000 scale. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 30. <https://www.mta.gov.tr/en/maps/active-fault-1250000>
- Erinç, S. (2001). Jeomorfoloji II (Güncelleştirilmiş 3. Baskı) (Güncelleştirenler: A.Ertek ve C.Güneysu). Der Yayınları.
- Gürbüz, A., şaroğlu, F. (2019). Right-lateral strike-slip faulting and related basin formations in the Turkish–Iranian Plateau, Editor(s): Ali Farzipour Saein, Developments in Structural Geology and Tectonics, Elsevier, 3, 101-130. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X>
- Gürgen, G. (2009). Altıparmak Dağları kuzeydoğusunun glasyal morfolojisi. Gazi Üniversitesi Eđitim Fakóltesi Dergisi, 29, 311-331. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/gefad/issue/6744/90673>
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Woodward, J. C. (2007). Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88 (3), 242–253. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.008>
- İzbrak, R. (1951). Cilo Dağı ve Hakkâri ile Van Gölü çevrelerinde coğrafya araştırmaları. Anıl Matbaası.
- Kahraman, N. (2015). Mescit Dağları'nda buzul izleri. *The Journal of Academic Social Science Studies*, 34, 41-51. <http://dx.doi.org/10.9761/JASSS2829>
- Karakhian, A., Djrashian, R., Trifonov, V., Philie, H., Arakelion, S., Avagian, A. (2002). Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 319-344. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00264-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00264-5)
- Karakhian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189–219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.020>
- Karger, D. N., Nobis, M. P., Normand, S., Graham, C. H., Zimmermann, N. (2023). CHELSA-TraCE21k – High resolution (1 km) downscaled transient temperature and precipitation data since the Last Glacial Maximum. *Climate of the Past*. <https://doi.org/10.5194/cp-2021-30>
- Kaya, C., Öztürk, Y., Karataş, A., Sayın, H., Balcioğlu, Y. E. (2025). Ağrı Dağı volkanik kütlesi'nde lahar oluşmaları ve lahar duyarlılığının Cbs tabanlı analizi (Doğu Anadolu-Kuzeybatı İnan). *Geomatik*, 10 (1), 29-46. <https://doi.org/10.29128/geomatik.1508315>
- Keserci, F., Güngör, G., Bozdoğan, M., Canpolat, E., Çilđın, Z., Bayrakdar, C. (2023). Geyik Dağı güncel buzulları ve morfometrik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, (84), 199-217. <https://doi.org/10.17211/tcd.1395806>
- Kesici, Ö. (2022). Süphan Dağı'nın buzul morfolojisi. *Çukurova Araştırmaları*, 8 (2), 232-255. <http://dx.doi.org/10.29228/cukar.62036>
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letter*, 30 (24), 8046-8050. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Keskin, M. (2007). Eastern Anatolia: A hot spot in a collision zone without a mantle plume. *GSA, Special Paper*, 430, 695-722. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(32\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(32))
- Koçyiđit, A. (1985). Muratbaşı-Balabantař (Horasan) arasında Çobandede Fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakóltesi Dergisi*, 2, 17-33.
- Köse, O., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Candaş, A. (2019). Late quaternary glaciations and cosmogenic <sup>36</sup>Cl geochronology of Mt. Dedegöl, Taurus mountains, Turkey. *J. Quat. Sci.* 34 (1), 51-69. <https://doi.org/10.1002/jqs.3080>
- Kurter, A., (1991). Glaciers of Middle East and Africa-Glaciers of Turkey. In: Satellite Image Atlas of the World, R. S. Williams, J. G. Ferrigno (Eds.). USGS Professional Paper, 1386-G-I, 1-30.
- MGM: Meteoroloji Genel Müdürlüğü İğdir ve Doğubeyazıt şubesi.
- Mutlu, S. (2022). *Balık gölü fay zonu'nun paleosismolojik özellikleri ve segmentasyonu* (Tez No: 767535) (Doktora Tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi), Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Nişancı, A. (1979). İğdir Ovası ve yakın çevresinde uygulamalı iklim çalışmaları (Yayımlanmamış Doçentlik Tezi). Atatürk Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakóltesi Coğrafya Bölümü, Erzurum.
- Oien, R., Rea, B., Spagnolo, M., Barr, I., Bingham, R. (2022). Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *J. Glaciol.*, 68 (268), 357-368. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.100>

- Okay, A. I., Zattin, M., Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia–Eurasia collision. *Geology*, 38, 35–38. <https://doi.org/10.1130/G30234.1>
- Onur, A. (1962). Türkiye'de Daımi Kar Sınırı Hakkında. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi, 20, 1-2, 120-157.
- Oyan, E., Oyan, V., Özdemir, Y., Güleç, N. (2023). Origin and petrogenesis of magmatism in collision - related environments: evidence from the Melikler Volcanics on the Kars Plateau – Turkey in the Turkish-Iranian High Plateau. *Journal of Petrology*, 64, 1–26. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad018>
- Öztürk, M. Z., Şimsek, M., Utlı, M. (2021). Anadolu'nun sirk gölleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 78, 49-60. <https://doi.org/10.17211/tcd.998089>.
- Öztürk, Y. (2020). Aktif fayların tanımlanmasında jeomorfik belirteçlerin rolü: Balıkgöl Fay Zonu örneği. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (5), 101-117. <https://doi.org/10.46453/jader.771204>
- Öztürk, Y. (2023). Iğdır Ovası Çevresinin Sismik Kaynak Zonları ve Bazı Depremlerin Mekansal Sonuçları, İçinde: Aydın, T., Bayat, G., Alma, M.H. (Editörler). *Doğal ve Beşerî Bilimler Açısından Iğdır 2*. 1-28, Detay Yayıncılık. [https://www.researchgate.net/publication/372588538\\_Igdir\\_Ovasi\\_Cevresinin\\_Sismik\\_Kaynak\\_Zonlari\\_ve\\_Bazi\\_Depremlerin\\_Mekansal\\_SonucLari](https://www.researchgate.net/publication/372588538_Igdir_Ovasi_Cevresinin_Sismik_Kaynak_Zonlari_ve_Bazi_Depremlerin_Mekansal_SonucLari)
- Öztürk, Y., Yulu, A., Turgay, O. (2023). Remote sensing supported analysis of the effect of wind erosion on local air pollution in arid regions: a case study from Iğdır province in eastern Türkiye. *Environmental Systems Research*, 12: 13, <https://doi.org/10.1186/s40068-023-00294-8>
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibriumline altitudes. *Comput. Geosci.* 82, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C. R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of paleoglaciers. *Computers Geosciences*, 94, 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Rea, B. R. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28, 237–248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Sağlam Selçuk, A. (2022). Zilan Jeotermal Alanının (Erciş-Van) jeolojisi ve aktif tektonik özellikleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 27 (2), 416-435. <https://doi.org/10.53433/yyufbed.1084633>
- Sarıkaya, M. A. (2011). Türkiye'nin güncel buzulları. *Türkiye Coğrafya Kurumu Yayınları*, 527-544.
- Sarıkaya, M. A. (2012). Recession of the ice cap on Mount Agri (Ararat), Turkey, from 1976 to 2011 and its climatic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 190-194. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.12.009>
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A. (2015). Late Pleistocene glaciations and paleoclimate of Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 151, 107-127. <https://doi.org/10.19111/bmre.35245>
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A. (2009). Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from <sup>36</sup>Cl cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 28 (23-24), 2326-2341. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.04.015>
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C. (2008). Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 27, 769-780. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.002>
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Zreda, M. (2003). Late Quaternary glacial deposits of the Erciyes Volcano. *Yerbilimleri*, 27, 59–74.
- Seven, M. (2024). *Esence Dağları'nın (Erzincan) Buzul Jeomorfolojisi ve Jeokronolojisi* (Tez No: 886610) (Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi). Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Şaroğlu, F. (1986). Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi (Yayımlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi, İstanbul.
- Şaroğlu, F., Güner, Y. (1979). Tutak Diri Fayı, özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi. *Yeryuvarı ve İnsan*, Şubat, 11-14. [https://eski.jmo.org.tr/yayinlar/dergi\\_goster.php?kodu=355&dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN](https://eski.jmo.org.tr/yayinlar/dergi_goster.php?kodu=355&dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN)
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 107, 73-94. [https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150624104936\\_488\\_227e49c9.pdf](https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150624104936_488_227e49c9.pdf)
- Şengör, A. M. C., Özeren, S. Genç, T., Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-



- supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30 (24), <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Taşoğlu, E., Öztürk, M. Z., Yazıcı, Ö. (2024). High Resolution Köppen-Geiger Climate Zones of Türkiye, *International Journal of Climatology*, 1-18, <https://doi.org/10.1002/joc.8635>
- Tonbul, S. (1997). Bingöl Dağı'nda buzul şekilleri. *Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 6, 347-373. [https://tucaum.ankara.edu.tr/wp-content/uploads/sites/280/2015/08/tucaum6\\_17.pdf](https://tucaum.ankara.edu.tr/wp-content/uploads/sites/280/2015/08/tucaum6_17.pdf)
- Tonbul, S., Ege, İ. (2002). Tahtalı Dağı'nda buzul şekilleri. *Doğu Coğrafya Dergisi*, 7, 165. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/ataunidcd/issue/2450/31111>
- Tuncay, E., Sümengen, M. (2018). 1:100.000 ölçekli Doğubayazıt İ51 Paftası, MTA Yayınları.
- Turoğlu, H. (2011). Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi. Çantay Kitabevi.
- Utlu, M., Ghasemlounia, R. (2021). Flood prioritization watersheds of the Aras River, based on geomorphometric properties: Case study Iğdır province. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* (6), 21-40. <https://doi.org/10.46453/jader.781152>
- Yalçın, M. (2019). The impact of topographical parameters to the glaciation and glacial retreat on Mount Ağrı (Ararat). *Environmental earth sciences*, 78, 1-10. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8374-1>
- Yalçınlar, İ. (1951). Soğanlı-Kaçkar ve Mescid Dağı silsilelerinin glasyasyon şekilleri. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2, 20-55.
- Yavaşlı, D. D., Tucker, C. J., Melocik, K. A. (2015). Change in the glacier extent in Turkey during the Landsat Era. *Remote Sensing of Environment*, 163, 32-41. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.002>
- Yeşilyurt, S., Doğan, U., Akçar, N. (2018). Narlıca Vadisi'nde Geç Kuvaterner buzullaşma izleri, Kavuşşahap Dağları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 70, 99-108. <https://doi.org/10.17211/tcd.415232>
- Yeşilyurt, S., ve Doğan, U. (2010). Munzur Dağları'nın buzul jeomorfolojisi: CBS ve uzaktan algılama yöntemleri ile bir değerlendirme, *Tücaum Vi. Ulusal Coğrafya Sempozyumu*, 03-05 Kasım, 287-288.
- Yılmaz, E. (2021). Yüksek çözünürlüklü CCSM4 model verilerine göre Son Buzul Maksimumunda (SBM) Türkiye'nin holdridge ekolojik bölgeleri ve günümüz iklim şartlarıyla karşılaştırılması. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 19 (2), 331-367. <https://doi.org/10.33688/aucbd.880675>
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P. W., Schlüchter, C. (2009). Surface exposure dating of Late Pleistocene glaciations at the Dedegöl Mountains (Lake Beyşehir, SW Turkey). *Journal of Quaternary Science*, 24, 1016-1028. <https://doi.org/10.1002/jqs.1280>
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P.W., Schlüchter, C. (2010). Chronology of Late Pleistocene glacier variations at the Uludağ Mountain, NW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 29 (9-10), 1173-1187. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.012>