

E - ISSN: 2667 - 4238



**JEOMORFOLOJİK
ARAŞTIRMALAR
DERGİSİ / JOURNAL OF
GEOMORPHOLOGICAL
RESEARCHES**

JADER

Yıl / Year : 2025

Sayı / Issue : 14

**JADER, Jeomorfoloji Derneği'nin Resmi Yayın Organıdır.
www.jd.org.tr - <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jader>**

JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR DERGİSİ (JADER)
Journal of Geomorphological Researches

E - ISSN: 2667- 4238

YIL / YEAR: 2025 SAYI / ISSUE: 14

Sahibi / President

Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Hüseyin TUROĞLU

Baş Editör / Chief Editor

Prof. Dr. İsa CÜREBAL (Balıkesir Üniversitesi)

Editörler / Editors

Doç. Dr. Mesut ŞİMŞEK (Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi)
Dr. Öğr. Üyesi Murat POYRAZ (Kırşehir Ahi Evran Üniversitesi)

İngilizce Editörü / English Editor

Prof. Dr. Cengiz YILDIRIM (İstanbul Teknik Üniversitesi)

Mizanpaj Editörü / Layout Editor

Araş. Gör. Abdülkadir DURAN (Ardahan Üniversitesi)

Yayın Danışma Kurulu / Editorial Adviser Board

Abdullah SOYKAN, Balıkesir University, Türkiye
A. Evren ERGİNAL, Çanakkale Onsekiz Mart University, Türkiye
Hüseyin TUROĞLU, İstanbul University, Türkiye
M. Kirami ÖLGEN, Ege University, Türkiye
Murat TÜRKEŞ, Boğaziçi University, Türkiye
M. Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU, Ankara University, Türkiye
Tuncer DEMİR, Akdeniz University, Türkiye
Uğur DOĞAN, Ankara University, Türkiye

© Her Hakkı Saklıdır. Dergide yer alan yazılar kaynak gösterilerek alıntı yapılabilir. Yazıların her türlü sorumluluğu yazarlara aittir. / All rights reserved. The articles in the journal can be cite by showing the source. All responsibilities of the articles belong to the authors.

Kurumsal İletişim / Official Contact

Laleli Büyük Reşitpaşa Caddesi, Vardar İşhanı, No:30/14, Balabanağa Mah., Fatih - İstanbul, Türkiye

Editör İletişim / Editorial Contact

Prof. Dr. İsa CÜREBAL (curebal@balikesir.edu.tr)

Balıkesir Üniversitesi, Fen – Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Altıeylül - Balıkesir

Teknik İletişim / Technical Contact

Dr. Öğr. Üyesi Murat POYRAZ (mpoyraz@ahievran.edu.tr)

Kırşehir Ahi Evran Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Kırşehir

Kapak Tasarımı / Cover Design

İsa CÜREBAL

Yayın Politikası / Press Politics

JADER, yılda iki kez yayımlanan uluslararası hakemli, akademik bir alan dergisidir. Yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Makaleler, Türkçe başlık, özet, İngilizce başlık, abstract (250-300 kelime), anahtar kelimeler (4-5 kavram), genişletilmiş İngilizce özet (750 - 1000 kelime) ve APA stiline uygun olarak hazırlanan kaynakça içerir. Dergide bağımsız çift - kör hakemlik sistemi uygulanmaktadır.

JADER is an international peer-reviewed academic journal published twice a year. The language of publication is Turkish and English. Articles include Turkish title, Turkish abstract, English title, English abstract (250-300 words), keywords (4-5 concepts), extended abstract (750 - 1000 words) and references prepared in APA style. Independent double-blind peer-review system is applied in the journal.

Dizin ve Taranma / Abstracted in



Jeomorfoloji Derneği'nin resmi yayın organı olarak 2018 yılında yayın hayatına başlayan JADER - Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi'nin 2025 yılı Nisan dönemi yani 14. sayısını yayınlamaktan dolayı gururluyuz.

DergiPark üzerinden çevrimiçi olarak erişilebilen derginin bu sayısında 7 ayrı araştırma makalesi editoryal ve hakemlik süreçlerinin tamamlanmasıyla yayına kabul edilmiştir.

Bu sayıda; üç ayrı buzul jeomorfolojisi çalışması, bir adet buzul – vejetasyon ilişkisi, 1 adet kıyı jeomorfolojisi, bir adet erozyon duyarlılık analizi, bir adet de karst jeomorfolojisi konulu makale yer almaktadır.

2025 yılının ikinci ve dergimizin 15. sayısı için göndereceğiniz yayınları sabırsızlıkla beklemekteyiz. Bu sayının yayınlanmasındaki katkılarından dolayı, tekrar ve tekrar makaleleri değerlendirme zahmetine katlanan hakemlerimize, editörler kuruluna ve makale yazarlarına ayrı ayrı teşekkür ederim. Yeni sayıda buluşmak üzere, hoşçakalın.

İsa CÜREBAL

Baş Editör

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Araştırma Makalesi / Research Article

Aras Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi: Yeni Bir Buzullaşma Alanı Zor Dağı'ndan Jeomorfik Bulgular (Doğu Anadolu, Iğdır - Ağrı) 1

Yahya ÖZTÜRK & Halil ZORER

Araştırma Makalesi / Research Article

Eğirdir Gölü'nün Düdenleri: Göl Çukurluğu Bir Polye mi? 31

Uğur DOĞAN, Mesut ŞİMŞEK, İbrahim AKÇAY, Ali KOÇYIĞIT

Araştırma Makalesi / Research Article

Karaburun – Kumköy (İstanbul) Arası Kıyı Şeridinde Meydana Gelen Değişimlerin DSAS Aracı ile Antropo-Jeomorfolojik Analizi 48

Murat UZUN

Araştırma Makalesi / Research Article

Derebaşı (Kaçkar Dağı) Kaya Buzulunun Jeomorfolojisi ve Kinematik Özellikleri 74

Serdar YEŞİLYURT

Araştırma Makalesi / Research Article

Köse Dağı'nda (Ağrı) Geç Kuvaterner Buzullaşması; Buzul Rekonstrüksiyonu ve Paleoiklimsel Uygulamalar 97

Ferhat KESERCI

Araştırma Makalesi / Research Article

CBS ve Uzaktan Algılama Teknikleri ile ICONA Modeli Kullanılarak Katrancı Çayı Havzası'nda (Haymana, Ankara) Toprak Erozyonu Duyarlılığı Değerlendirmesi 126

Ebubekir KARAKOCA

Araştırma Makalesi / Research Article

Moren Set Göllerinde Güncel Polen Dağılımı: Eğri Göl ve Çevresi (Geyik Dağları - Antalya) 146

Gülan GÜNGÖR, Cihan BAYRAKDAR, Hülya CANER, Nurgül KARLIOĞLU KILIÇ

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/IğDIR-AğRI)

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

Yahya ÖZTÜRK^a & Halil ZORER^b^a Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Vanyhztrk@hotmail.com <https://orcid.org/0000-0001-8639-7237>^b Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Vanhalilzorer@yyu.edu.tr <https://orcid.org/0000-0002-2978-4908>

Makale Tarihçesi

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
Geomorphology

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/Iğdir-Ağri) / Glacial
Geomorphology of The Aras
Mountains: Geomorphological
Findings From A New Glaciation Area,
Zor Mountain (Eastern Anatolia/Iğdir-
Ağri), 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 buzullaşmalara sahne olmasını sağlamış 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 gözlemlenmiştir. Bölgesel atmosferik süreçlerin orografik zorlanmalarla yeniden şekillenmesi buzullaşmadan sorumlu ana parametrelerden birini oluştururken, krater morfolojisinin buzullaşma süreçleri üzerinde yönlendirici bir topoğrafik fenomen olduğu da görülmektedir. Yaklaşık olarak 27,21 km² 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 değeri, topoğrafik açıklık indeksi, rüzgar etki indeksi, vadi derinlik oranı) üretilmiştir. Son Buzul Maksimumu'nda geliştiği düşünölen buzul jeomorfolojisine dair elde edilen tüm jeomorfik, kartoğrafik ve morfometrik veriler, Zor Dağı'nın Anadolu'da buzullaşmaya uğramış 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 km², 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: Accumulation 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), Çingil Glaciation Area (Çingil 1, 2 and 3 circles) (Figure 3c), Beto-Düz Plateau Glaciation Area (Beto and Düz 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 °C in the LGM

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

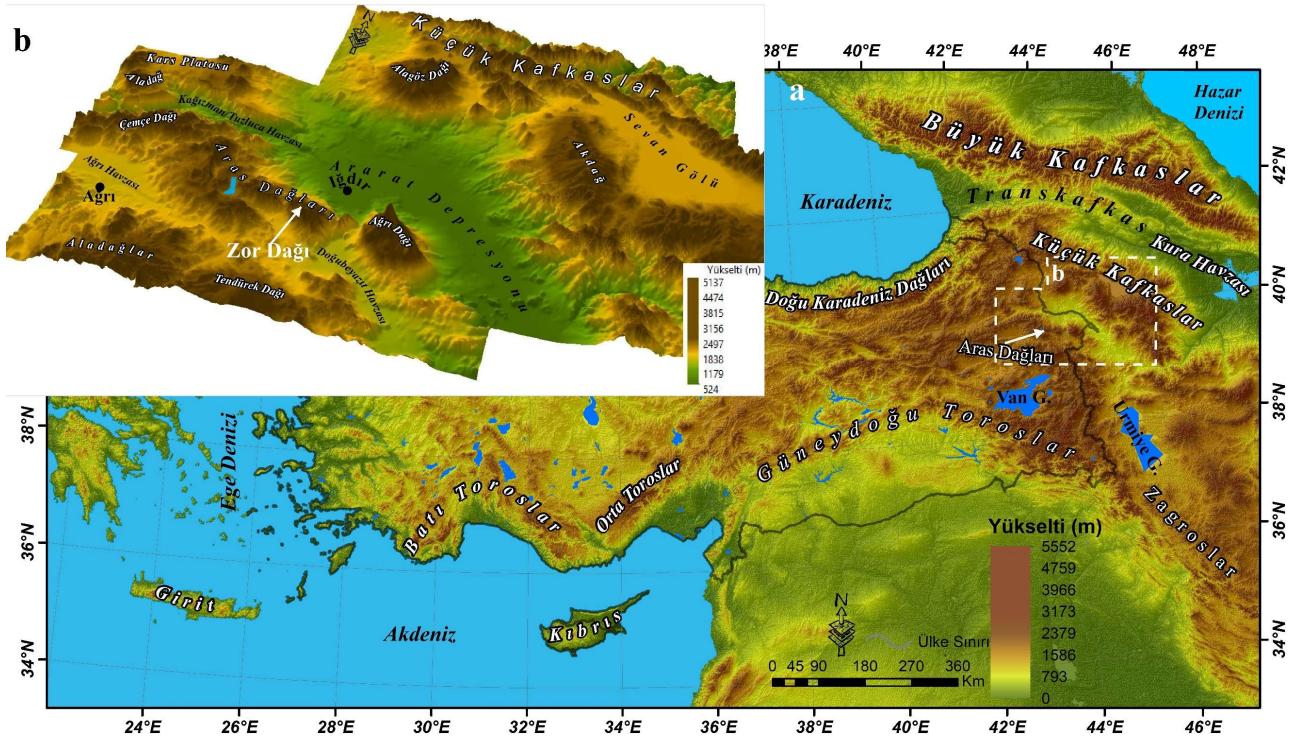
Result

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 km² 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, Çingil, Beto-Düz 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 Pirenne 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.GİRİş

Anadolu yarımadası, tektonizma veya volkanizmayla ilişkili yüksek orografik sistemlerden dolayı orta kuşakta Akdeniz iklim sistemi dahilinde olmasına rağmen Kuvaterner buzullaşmalarına sahne olmuş birçok alana sahiptir (Kurter, 1991; Çiner, 2003; Bayrakdar vd., 2015; Çılğın, 2015; Dede, 2016; Akçar vd., 2017). Özellikle Toros ve Doğu Karadeniz dağ kuşakları buzullaşmanın şiddetli gerçekeştiği bölgelere karşılık gelirken yükseltileri 3000 metreyi geçen volkanik yükselimlerde de buzul süreçlerine dair jeomorfik kayıtlar görülebilmektedir (Sarıkaya, 2011). Volkanizmanın dolayısıyla yüksek volkanik yükselimlerin oldukça geniş sahalar kapladığı Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda (DAYP) da birçok noktada Kuvaterner buzullaşmasının 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 buzullaşmalara maruz kalmış birçok volkanik yükselime sahiptir. DAYP sınırları dahilinde kalan Büyük Ağrı Dağı (Blumenthal, 1959; Sarıkaya, 2012; Yavaşlı vd., 2015; Azzoni vd., 2017; Yalçın, 2019), Mescit Dağı (Atalay, 1983; Kahraman, 2015), Bingöl Dağı (Tonbul, 1997), Süphan Dağı (Kesici, 2022), Çadır Dağı (Dede, 2009), Kısır Dağı (Bayrakdar vd., 2024) gibi yükselti platoda buzullaşmaya uğramış volkanizma kökenli dağların başında gelmektedir. Ayrıca DAYP'nin çeşitli lokalitelerinde Esence (Keşiş) (Akkan ve Tuncel, 1993; Seven, 2024) İhtiyarşahap (Yeşilyurt vd., 2018), Munzur (Mercan) (Bilgin, 1972; Çılğın, 2013), Karçal (Dede, 2023), Cilo (İzbırak, 1951), Bağırpaşa (Çılğın vd., 2024) gibi dağlar da buzullaşmaya maruz kalmış diğer sedimanter-metamorfik kökenli orografik sistemleri temsil etmektedir. Bununla birlikte kıtasal çarpışmayla ilişkili yoğun volkanizmaya sahne olmuş DAYP'ta (Keskin, 2003; Keskin, 2007; Oyan vd., 2023) buzullaşmaya maruz kalmış diğer volkanik yükselimler henüz yeterince bilinmemektedir.

DAYP'nin doğusunda, Küçük Kafkaslar'ın güneyinde yer alan Aras Dağları da Geç Kuvaterner buzullaşma hareketlerinden etkilenmiş KB-GD eksenli volkanik bir yükselidir. Yaklaşık 100 km uzunluğundaki dağlık silsilenin doğusunda zirve yükseltisi 3220 metreyi geçen Zor (Hama) Dağı, Aras Dağları'nda Geç Kuvaterner buzul süreçlerinin görülebildiği ancak buzul jeomorfolojisi literatüründe yer almayan yükselimlerden biridir (şekil 1). Kuzeyinde İğdır Ovası'nın konumlandığı Ararat (Karakhanian vd., 2004) ya da paleo-Ağrı Havzası (Gürbüz ve şaroğlu, 2019), güneyinde ise Balıköl tektono-flüvyal oluğu, Doğubeyazıt-Gürbulak havzaları (şaroğlu, 1986) gibi tektonik depresyonların sıralandığı Zor Dağı (şekil 1) bu alçak havzaları birbirinden ayıran morfografik bir eşik karakterindedir. Bunun yanında İğdır (kuzeyde) ve Ağrı (güneyde) illeri arasında sınır oluşturan Zor Dağı, Ağrı Dağı'nın hemen batısında yer almaktadır. Kütle dahilinde 7 buzul vadisi ve 22 sirk gelişimi, kütlelerin makro buzul morfolojisi elemanlarını oluşturmaktadır. Özellikle K, KD ve D sektörlü yamaçlarda gelişen buzullaşma geniş alanları kaplayan buzul çökelleri üretmiştir. 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 içerikli birkaç çalışmanın olduğu görülmektedir (şaroğlu, 1986; şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Öztürk, 2020; Utlu ve Ghasemlounia, 2021). Dolayısıyla bu çalışmanın temel amacı da buzullaşma süreçleri üzerindeki bölgesel atmosferik süreçlerin 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 ölçeekte ise Anadolu'nun buzullaşma alanı ve buzul jeomorfolojisi literatürüne katkı sunmak da amaçlanmaktadır.



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 yarılmaların 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 Yarıлма 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 kütlelerin topoğrafya, mevsimlik solar radyasyon ve 3D görünüm haritaları elde edilmiştir. Iğdır ve Doğubeyazıt meteoroloji

istasyonu verileri formölüze edilerek kütlenin güncel sıcaklık ve yağış haritaları üretilmiştir. Yağış haritası için yükseldikçe her 200 m'de yağışın 54 mm arttığı hesabına dayanan Schreber formölü (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 kütleye göre kırılmıştır.

3. BÖLGESEL ORTAM

3.1. Jeolojik Özellikler

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda (DAYP), neotektonizmayla birlikte gelişen tektonik sistemlerin başlıcaları doğrultu atımlı faylardır. Plato'nun özellikle doğusundaki Serdarabat, Kağızman, Balıkgöl, Tebriz, Doğubeyazıt, Çaldıran, Iğdır, Spitak, Nahcivan, Maku, fayları DAYP'taki başlıca yanal atımlı fayları örneklemiştir (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 volkanizmayla 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 çatlak yapılarına 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 çatlak 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.

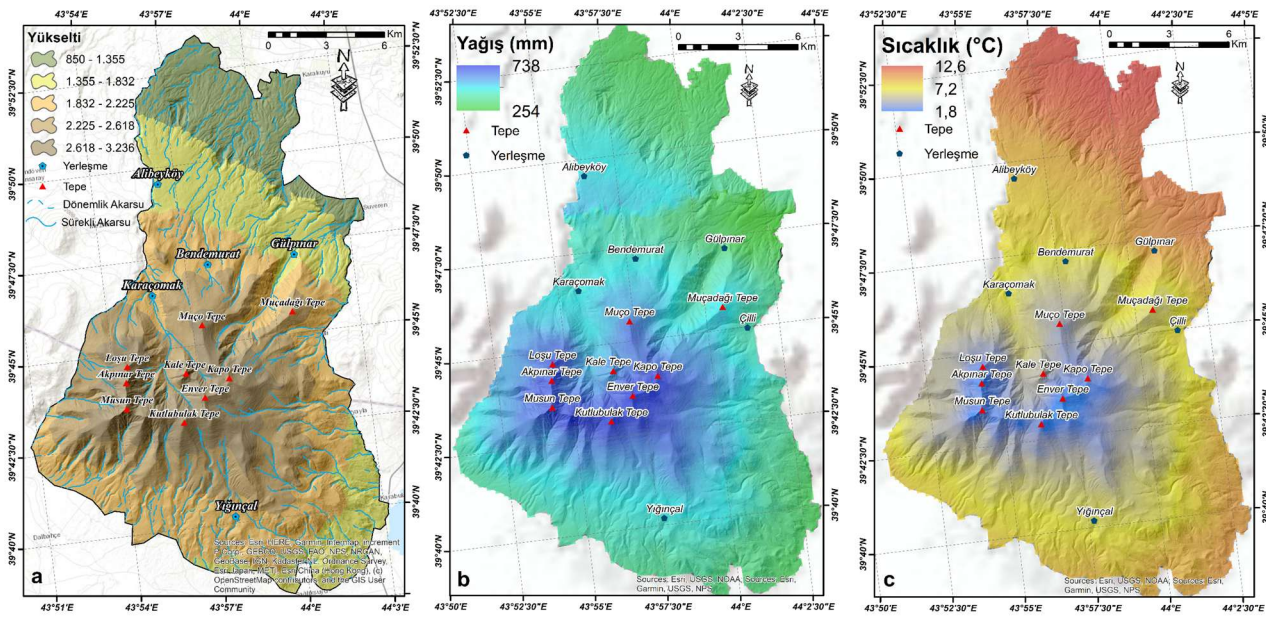
3.2. Topo-Klimatik Özellikler

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). Kütlede 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

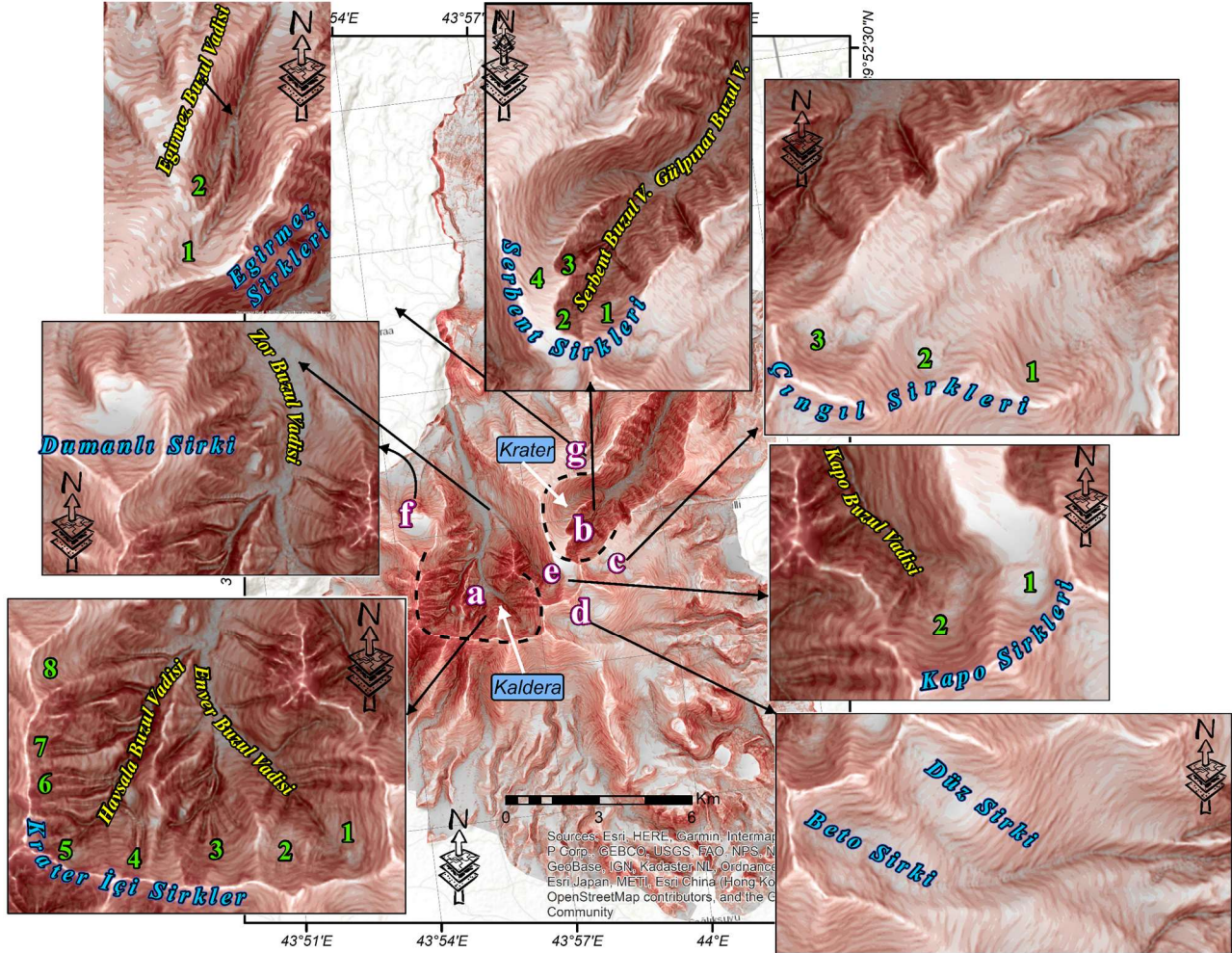
4.1. Zor Dağı'nın Buzul Jeomorfolojisi

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 güneşi 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. Kütlede 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. Kütlede buzullaşma süreçlerinin kabaca 6 noktada yoğunlaştığı görülmektedir. 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) kütlede Çıngıl Buzullaşma Alanı (Çıngıl 1, 2 ve 3 sirkleri) (Şekil 3c), doğudaki Beto-Düz Yayla Buzullaşma Alanı (Beto ve Düz yaylası sirkleri) (Şekil 3d), Dumanlı Buzullaşma Alanı (Dumanlı Sirk) (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 görüntüleri / **Figure 3:** Views of the glacier valley and circuses 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 iç 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 sirkleri K'ye, S2 sirkleri KD'ye ve S4 sirkleri KB'ye yönelim sunmaktadır.

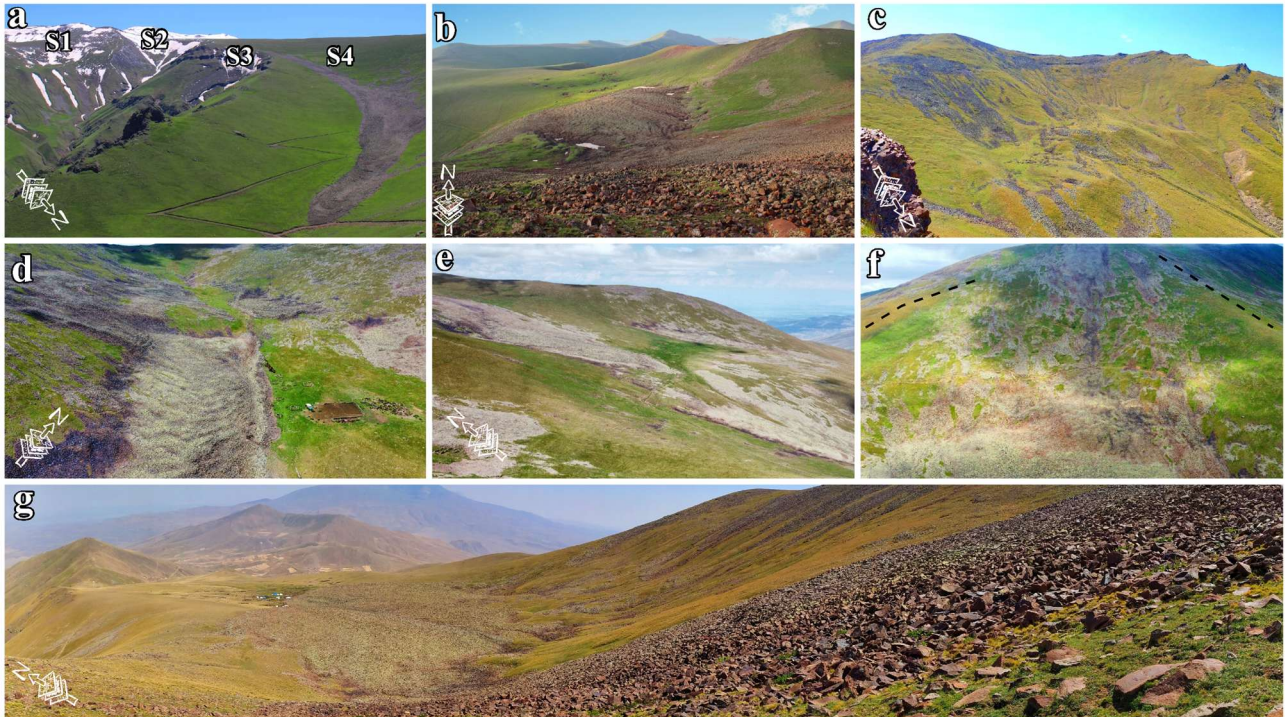
Kapo Sirkleri: Zirve bölgesinde, her ikisi de piramidal zirve karakterinde olan Kapo Tepe ile Enver Tepe arasındaki hattın KB'sinde iki sirk morfolojisi göze çarpmaktadır. Güneylerindeki Beto ve Düz sirkleriyle birlikte Zor Dağı'nın en yüksek sirklerini temsil eden bu sirklerin taban yükseltileri 2900 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 Sirki'nin morfolojik yapısı göreceli olarak karakteristiktir ve tabanında konjelifraksiyon ürünü enkaz malzemesi ile gelişmiş pasif (relikt) kaya buzulu vardır. K2 sirki 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 Sirki olarak adlandırılmıştır (Şekil 3, Şekil 4e, Şekil 9). Zirve bölgesindeki diğer sirkler gibi tabanında kaya buzulu bulunduran sirkin duvar yüksekliği 3000 m'yi geçmektedir. Beto Sirki de Düz Sirki'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 eksenı GD olan tek sirk grubu bu iki sirkte ve ortalama uzunlukları 1.44 km'ye

erişmektedir. Özellikle Beto sirkinden 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 kütlede 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 sirkin 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 sirki, c) Kapo 2 sirki, d) Beto sirki, e) Düz Sirki, f) Çingil 2 sirki, g) Çingil 3 sirki (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 iç yamaçlarıdır. Krater İçi Buzullaşma Alanı olarak adlandırdığımız bölgede çok sayıda sirk oluşumu ve buzul vadisi görülmektedir. Kale, Enver, Kutlubulak, Musun, Akpınar ve Loşu tepelerinin evrelediğı kuzeye açık morfolojik alan merkezi kraterle karşılık gelmektedir (şekil 3) ve yaklaşık olarak 8.5 km² 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 yanallı moren formlarında ve taban tilleri şeklinde depolanmıştır. Krater içinde doğıudan batıya doğıru KR1 (Krater 1), KR2, KR3, KR4 ve KR5 şeklinde adlandırılan sirklerin yanı sıra KR5 sirkinden sonra kuzeye doğıru 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 doğıuya doğırudur. Krater dahilindeki sirklerin ortalama yükseltileri 2757 m'dir ve batıdaki doğıuya açık sirklerin gelişmesinde krater morfolojisinin buzullaşma süreçleri üzerindeki yönlendirici etkisinin yanında, Çıngıl sirklerinde olduğı gibi, paleorüzgar sistemlerinin kar akümülasyonu gerçekleştirmesinin de etkisi söz konusudur. Krater içi sirkleri birbirinden ayıran hafif yükseltili morfolojik eşikler çalışma sahasındaki en karakteristik aretleri oluşurmaktadır.

Dumanlı Sirk: Dağılık küttele münferit buzullaşma sahalarından 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 kuzeydoğıuya yöneldiğı buzul çökellerinden anlaşılmaktadır. Ancak buzulun terminal bölgesinden sonra hemen doğıusunda bulunan

Zor Buzul Vadisi'ne ilerleyip vadi buzulunu beslediğıne dair jeomorfik veriler yetersiz kalmıştır. Yaklaşık olarak 1.19 km² alan kaplayan sirk, kütledeki alanı 1 km²'yi geçen 6 sirkten biridir. Sirkten taşan buzulların vadi buzuluna dönüşmemesinde 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 Sirkli 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 Sirkli'nden gelen buzullarla birleşmektedir. Birleşen buzullar kuzeye doğıru eski bir flüvyal vadi boyunca kanallı 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 indiğı yükseltilerin yorumlanmasında önemli referanslardan biri olan buzul vadileri, Zor Dağı'nda görülen bir diğer makro buzul morfolojisi birimini oluşurmaktadır. Dağılık küttele boyunca 7 buzul vadisi (şekil 3, şekil 9) başta iklimatik olmak üzere tektonik, litolojik ve topoğrafik parametrelerin iç içe geçmiş etkileriyle şekillenmiştir.

Serbent Buzul Vadisi: Zor Dağı'nın ikincil kraterinin kuzeye bakan iç yamaçlarına konumlanmış sirklerden taşan buzullar (Serbent Sirkleri, şekil 3, şekil 9) kuzeye doğıru 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 çökelleri seki seviyeleri halinde asılı kalmıştır (şekil 6a).



Şekil 5: a) K3 sirkisi (tabanda yarılmış buzul çökellerinin üst kotları denştirildiğinde çanak morfolojisi görülmektedir.), b) karşı planda K5 sirkisi ve hemen batıda K6 sirkisinin sırt morfolojisi sunan yanıl 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 gelişmiştir. 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 sedimantolojik 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 görümlü Serbent Buzul Vadisi, b) Serbent Vadi Buzulu'nun batıdan gelen S4 sirk buzulu ile birleşerek geliştirdiği Gölpinar Buzul Vadisi, c) Gölpinar 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) Gölpinar Glacier Valley developed by the Serbent Valley Glacier merging with the S4 circular glacier coming from the west, c) View of Gölpinar 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 Sirk, **c)** Havsala Buzul Vadisi'nin yukarı çıkışı ve KR4 sirk, **d)** Tekne vadi formu Zor Buzul Vadisi, **e)** Zor Buzul Vadisi ve uzak planda flüvyal vadi, **f)** Egirmez 2 Sirk 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 örneklendiren 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 yanıl 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 buzullarıyla 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 yarılmış 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.

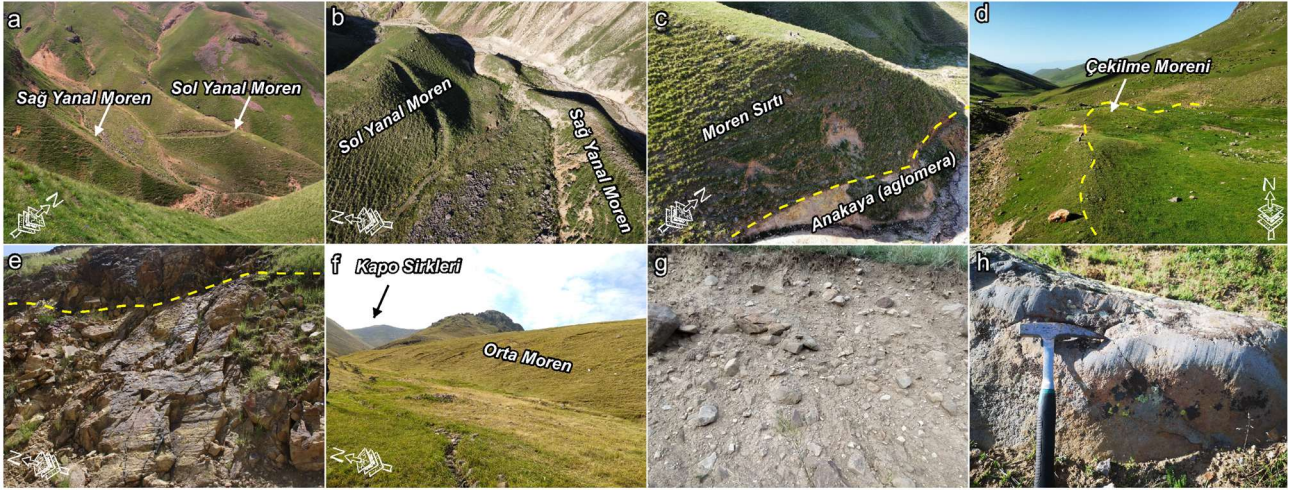
4.1.3. Buzul Çökelleri ve Morenler

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 (Erinç, 2001; Turoğlu, 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 yarılmış 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 Kütlesi'nde 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.

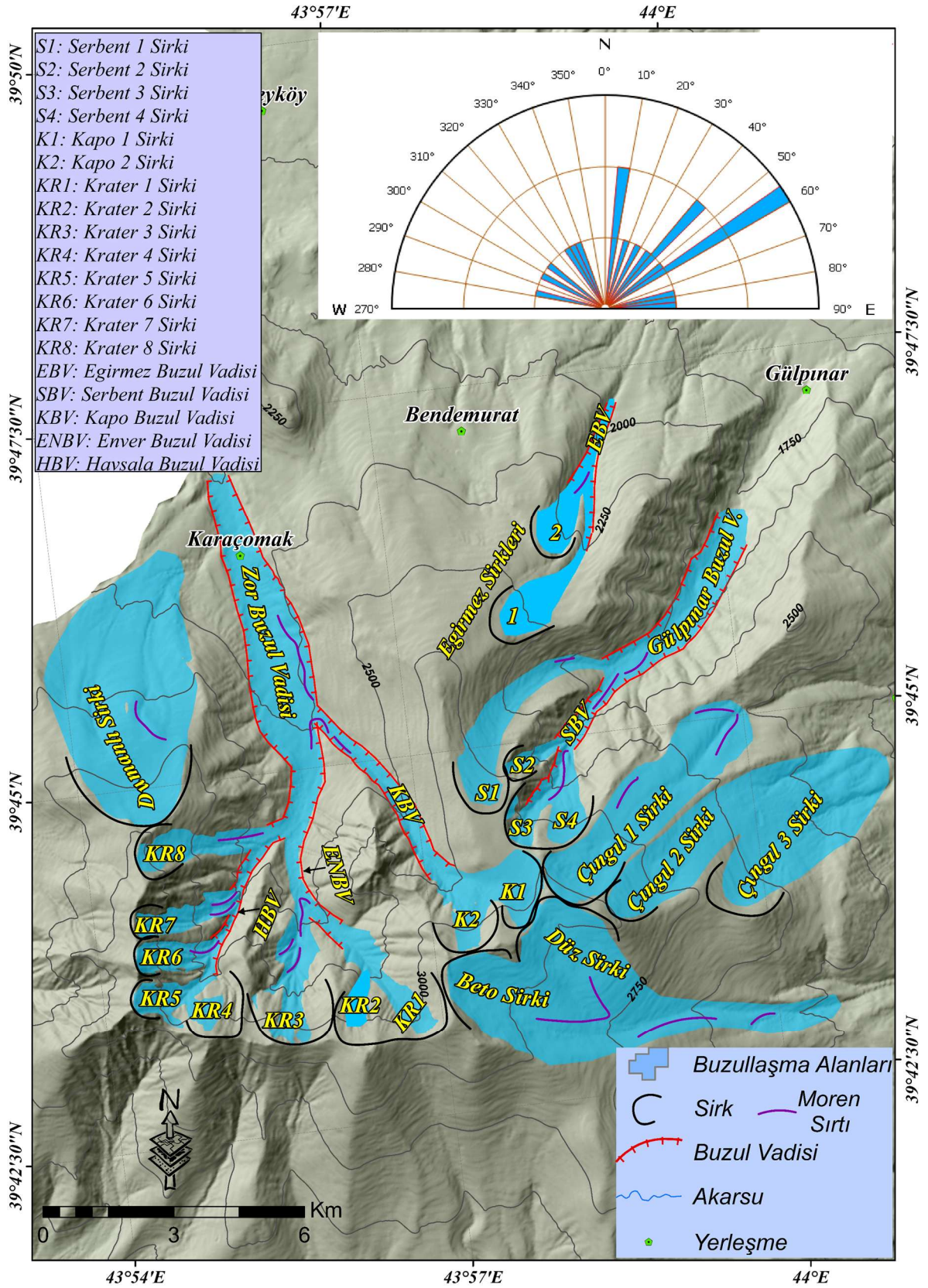


Şekil 8: a) Havsala Buzul Vadisi'nde K7 sirkinden taşan buzullara ait sağ ve sol yanal morenler, b) aynı morenin drone görüntüsü, c) anakaya ile birlikte moren sırtının drone görünümü, d) Enver Buzul Vadisi'ndeki çekilme moreni karakterli taban moreni, e) Havsala Buzul Vadisi'nde törpülenmiş yüzey, f)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

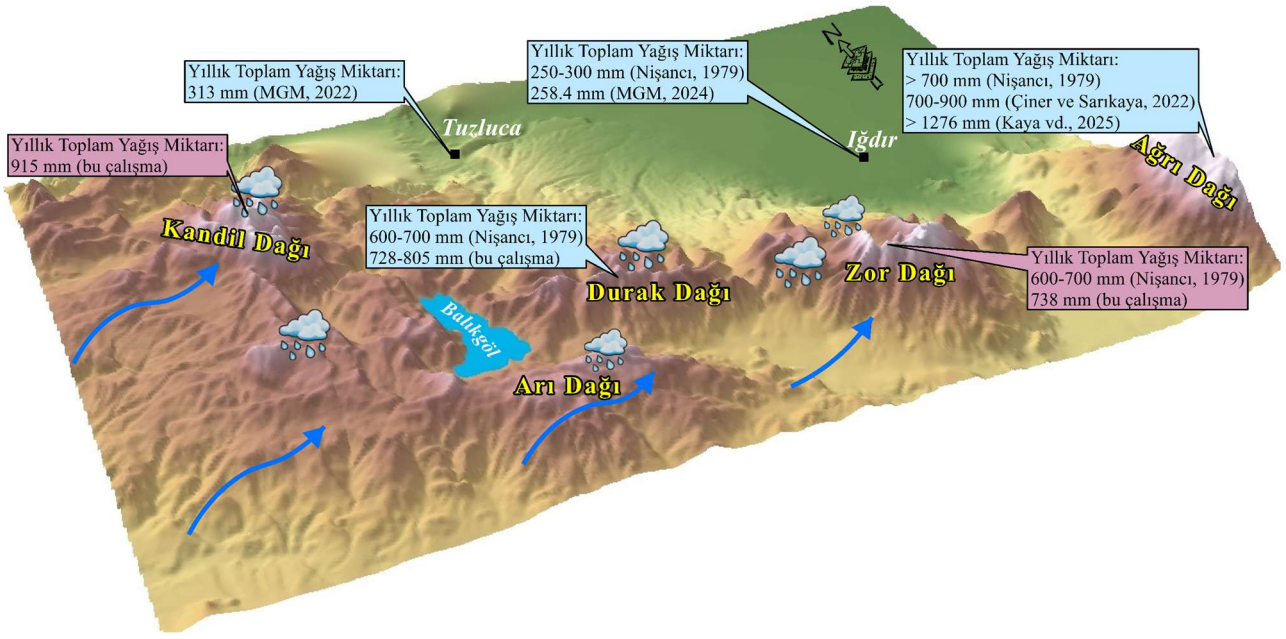
Figure 8: a) right and left lateral moraines of glaciers overflowing from K7 cirque in Havsa Glacial Valley, b) drone image of the same moraine, c) drone view of the moraine ridge with bedrock, d) Base moraine with retreat moraine character in the Enver Glacier Valley, e) Trimline in the Havsa Glacier 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 kütlenin rüzgârlara bakan yamaçlarında ve zirve kesiminde seklüzyon sürecini kontrol etmiş ve bu alanlarda görece olarak daha fazla yağışın düşmesini sağlamıştır. Buna karşın dağlık kütlenin 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 değerlerde 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 Havsala 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 kütlesinde krater morfolojisinin buzul gelişimini yönlendiren topoğrafik bir etmen olduğunu karakteristik şekilde örneklendirmektedir.



Şekil 9: Zor Dağı'nda buzullaşma alanları, buzul vadileri ve sirkler. (Gül diyagramı sirklerin açık olduğu yönleri göstermektedir) / **Figure 9:** Glaciation areas, glacial valleys and cirques on Mount Zor. (The rose diagram shows the directions in which the cirques are open).



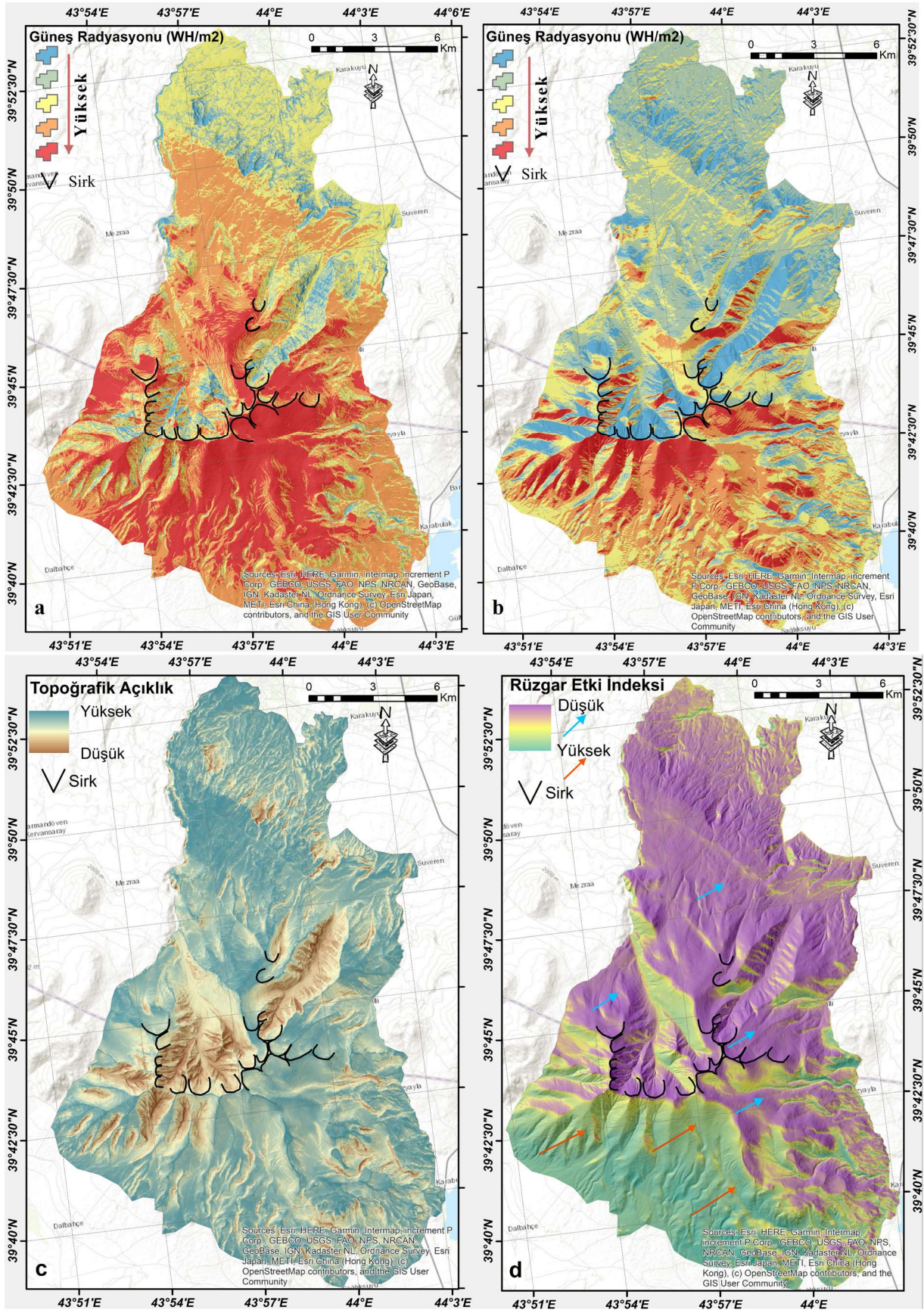
Şekil 10: Aras Dağları'nın B/GB sektörlü rüzgar sistemlerine karşı pozisyonu ve bazı kütlelerin aldıkları yağış miktarları (siyah oklar, rüzgar sistemlerini ve yönlerini temsil etmektedir) / **Figure 10:** The position of the Aras Mountains against moist winds with W/SW sector and the amount of precipitation 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 görülmektedir (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 akümüülasyonunun ve buzula dönüşümünün de etkili olduğu bilinmektedir (Keserci vd., 2023). Özellikle rüzgar altı yamaçlar şeklinde karakterize edilen rüzgar gölgesi alanları (dulda yamaçlar) yağın karın rüzgârlarla süpürülemediği ancak farklı bölgelerden yağın akümüle olarak buzula dönüştüğü 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 Çingil 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 Çingil Sirkleri, Beto - Düz Yaylası sirkleri ve merkezi kraterin batısında konumlanmış KR5, KR6, KR7 ve KR8 sirklerinin glasyo-morfolojik evrimi bu bağlamda değerlendirilmektedir.

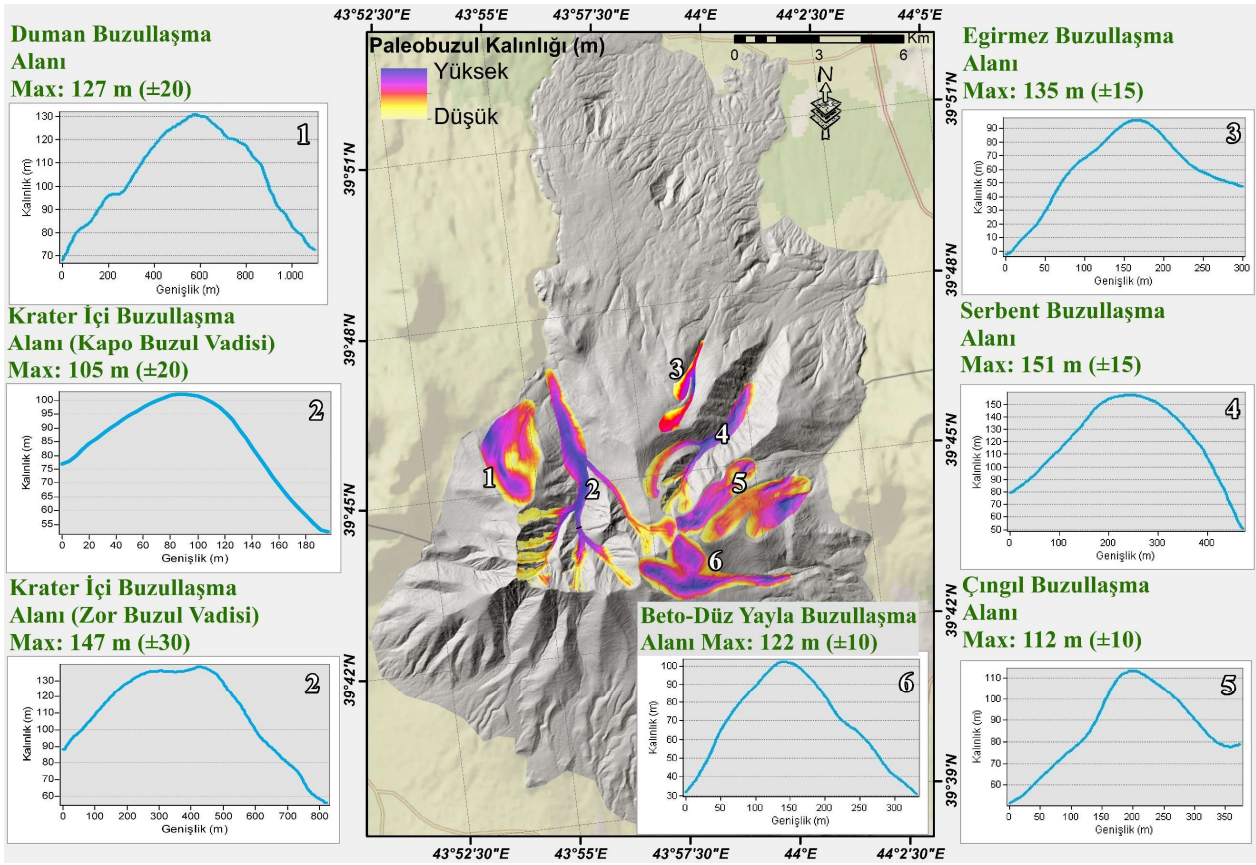
4.3. Paleo Buzul Kalınlığı ve Paleo Kalıcı Kar Sınırının Belirlenmesi

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 görülmektedir (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 (Çingil, Duman ve Beto-Düz yayla sirkleri) yüksek değerlere ulaşmaktadır (Şekil 12). Bunun yanında yüksek eğim değerlerine sahip krater içi yamaçlara yerleşmiş Krater İçi Sirkler'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 ablyasyon 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 Kütlesi'nde buzullara ait morfometrik özellikler ve paleo-buzul kalınlıkları / **Table 1:** Morphometric features of glaciers and palaeo-glacier 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
Çingil	~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 ²)	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
Çingil	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
Toplam	27.21	Ortalama 2588 m	Ortalama 2564 m	Ortalama 2506 m	Ortalama 2521 m	Ortalama 2513 m
Zor Dağı Ortalama Paleo-ELA: 2538 m						

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 düşünülmektedir. 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 görülmektedir (Şekil 13).

5. TARTIŞMA

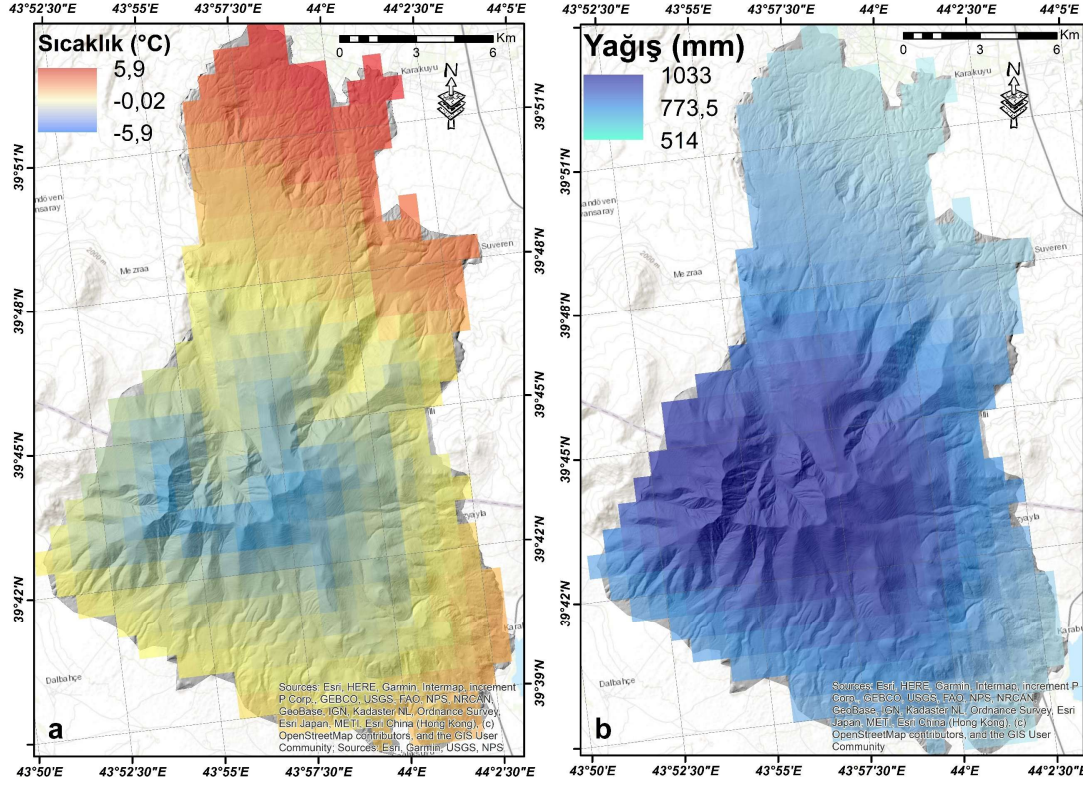
Anadolu'nun buzul jeomorfolojisine yönelik gerçekleştirilen çalışmaların bazılarında jeomorfik/sedimentolojik veri ya da bulguların yanı sıra Anadolu'nun buzullaşan dağlarının dağılımı hakkında da çeşitli ifadeler ya da görseller sunulmuştur (Sarıkaya, 2011;

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

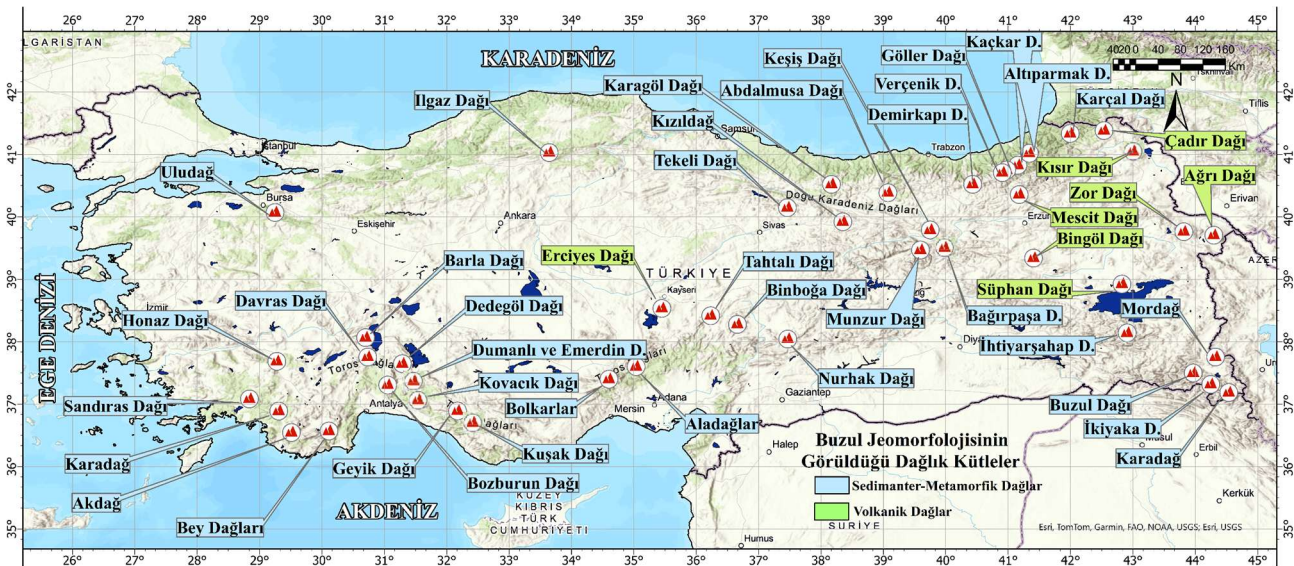
Türkiye'de yapılan birçok buzul jeomorfolojisi çalışmasında yükselti koşullarına ek olarak, ele alınan dağlık kütlenin nemli rüzgârlara maruziyetinin de buzullaşma süreçleri üzerinde etkili olduğu ifade edilmiştir (Bayrakdar vd., 2017a; Bayrakdar vd., 2017b; Canpolat, 2022). Örneğin Batı Toros silsilesinde 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

jeomorfolojisine dair izler nemli rüzgarlara bakan güneyli yamaçlarda 1350 m seviyelerine kadar inmiştir (Yeşilyurt ve Doğan, 2010). Aynı şekilde bir başka karasal bölge yükselimi olan Süphan Dağı'nda da nemli rüzgârlara bakan batı sektörlü yamaçlarda buzulların diğer yamaçlara oranla daha kalın olduğu belirtilmiştir (Kesici, 2022). Bu durumun bir benzeri ise Ağrı Dağı

kütlesinde tespit edilmiş ve batı sektörlü rüzgarlardan dolayı Ağrı Dağı'nın batı yamaçlarında buzulların daha gelişkin olduğu ifade edilmiştir (Sarıkaya, 2012). Zor Dağı da karasal iklim koşullarının baskın olduğu bir bölgede olmasına rağmen yakın çevredeki topoğrafik yapıya oranla oldukça yüksek ve kütleli bir yükselidir. Bu nedenle çevreden



Şekil 13: ChelsaTrace.21K veri tabanına göre; **a:** Son Buzul Maksimumu'nda Zor Dağı'nın sıcaklık haritası, **b:** Son Buzul Maksimumu'nda Zor Dağı'nın yağış değerleri haritası / **Figure 13:** According to the ChelsaTrace.21K database; **a:** Temperature distribution of Mount Zor during the Last Glacial Maximum, **b:** Precipitation distribution of Mount Zor during the Last Glacial Maximum.



Şekil 14: Anadolu'da buzul jeomorfolojisi literatüre kazandırılmış dağlar (Bayrakdar vd., 2015; Dede, 2016; Öztürk vd., 2021'e göre çizilmiştir) / **Figure 14:** Mountains with known glacial geomorphology in Anatolia. (The map is organised and drawn according to Bayrakdar et al., 2015; Dede, 2016; Öztürk et al., 2021.)

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 İğdır 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; Çılğın, 2015; Bayrakdar vd., 2017a; Çılğın ve Bayrakdar, 2018; Canpolat, 2022), Erciyes Dağı'nda ise volkanik çökme yapılarının (Sarıkaya vd., 2003) etkili olduğu belirtilmiştir. Zor Dağı da Pliyo-Kuvaterner yaşı 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 değıştiren 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 yansıması 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, Çılğın (2015) Dedegöl Dağı'nda 192 m, Bayrakdar vd. (2018) Karadağ'da 100 m, Çılğın vd. (2023) Dumanlı Dağı'nda 83, Emerdin Dağı'nda 117, Kovacık Dağı'nda 96 m, Çılğın (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 çıktıları, 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

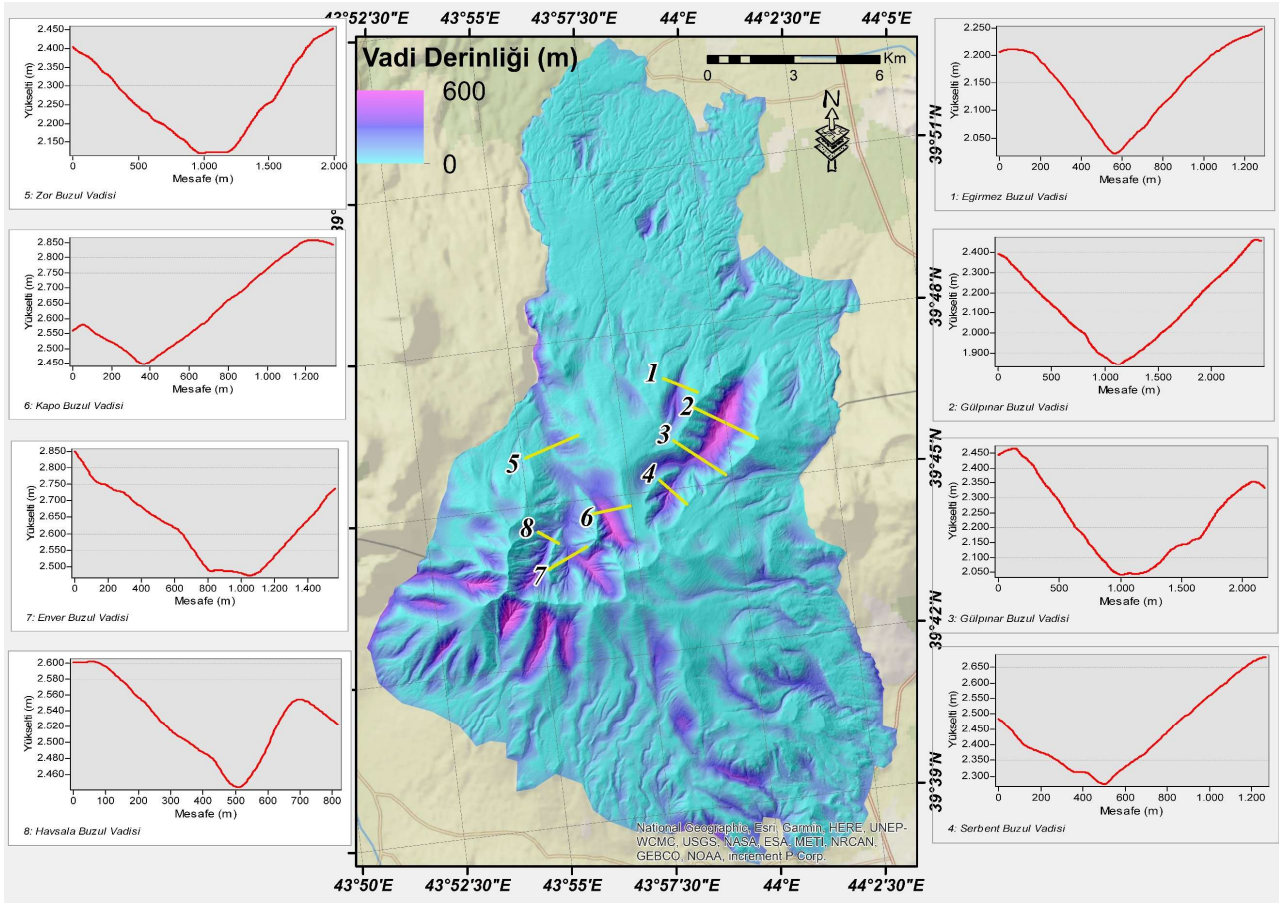
örneklere bakılarak da söylenebilir. Zor Dağı'nda elde edilen kalınlık verileri, paleo-buzul kalınlığının belirlenmesinde topoğrafyanın ve eğim değerlerinin önemli olduğunu göstermektedir.

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 (Çılğın, 2020) olarak belirtilmiştir. Bu yüksek değerler, karasallığın şiddetli olmasına bağlı olmakla birlikte Zor Dağı kütlesinde göreceli olarak düşük değerin kütledeki lokal özel şartlardan kaynaklandığı düşünülmektedir. Bunun en temel nedenleri arasında Zor Dağı'nın alçak rölyefli havzalar arasında geniş ve kütlevi bir yükselim şeklinde rüzgârlara cephe oluşturarak seklüzyon sonucu bol miktarda yağış alması ve kütlenin buzul dönemi öncesinde flüvyal ve volkanik süreçlerin etkisiyle derin şekilde yarılmış 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 konumlandığı 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 düşünülmektedir. Kütlede sirklerin morfolojik anlamda derin çanak sunmayan görünümü litolojinin farklı olmasıyla da bağlantılı olabilir. Nitekim Hughes vd. (2017), ile Çılğın ve Bayrakdar (2017), ofiyolitik birimlerde gelişen sirklerin kireçtaşıda gelişenlerin aksine karakteristik görünümünden 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 görülmektedir. 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 görülmektedir. Bunun yanında Gölpinar 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 kütlelerinde 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 bilinse 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 gerçekleştiği düşünülmektedir. Bunun yanında Anadolu'da buzul dönemlerinin iklimik karakterini yapılandırma adına gerçekleştirilen 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 görülmektedir (Şekil 13a). Bu değer günümüz sıcaklık değeriyle (1.8 °C) (Şekil 2b) denştirilmesi sonucu kütlede 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 görülmektedir. Nitekim SBM'de Zor Dağı'nda yağış değerlerinin (Şekil 13b) günümüze göre (Şekil 2b) yaklaşık olarak 295 mm fazla olduğu görülmektedir. 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.

Eğirmez 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; sirk in 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 geliştiğı düşünülmektedir.

Zor Dağı'nın zirve bölgesi, aktüel morfordinamik süreçler açısından periglasyal süreçlerin etkisi altında kalan bir bölgeye karşılık gelmektedir. Nitekim yaklaşık 2600 metreden itibaren görülmeye başlanan periglasyal yer şekilleri arasında taş halkaları, gırlımlar, 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 Çingil 1, Çingil 2, Çingil 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 tanımlamasında 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 yarılmalardan 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 km²'lik alanda toplam 6 buzullaşma alanı gelişirken söz konusu alanlarda 22 sirk ve 7 buzul vadisi görülmektedir. Dumanlı Yayla, Çingil, 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 görülmektedir. 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 görülmektedir. 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 TEŞEKKÜR

Bu çalışma, 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 teşekkür 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 şekiller. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 2, 225-239. https://tucaum.ankara.edu.tr/wp-content/uploads/sites/280/2015/08/tucaum2_10.pdf

Arpat, E., Şaroğlu, F. İz, H. (1977). 1976 Çaldıran depremi. *Yeryuvarı ve İnsan*, Şubat, 29-41. 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. Çapan, 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/Ağrı Dağı (Ağrı 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.2015.10.004>

Bayrakdar, C. (2018). Tekeli Dağı'nda (Tokat) Geç Pleyistosen buzullaşmalarının izleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (1), 13-25. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jader/issue/43138/523016>

Bayrakdar, C., Çılğın, Z. Sarış, F. (2017b). Karadağ'da Pleyistosen buzullaşmaları, Batı Toroslar, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60, 451-470. <https://doi.org/10.25288/tjb.360610>

Bayrakdar, C., Çılğın, 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., Çılğın, Z., Keserci, F., Yasan, O. (2024). Kısır Dağı'nda Pleyistosen Buzullaşmaları, Uluslararası Katılımlı 76. Türkiye Jeoloji Kurultayı (15-19 Nisan), Bildiri Özleri Kitabı, Ankara.

Bayrakdar, C., Güneç Kiyak, N., Turoğlu, H., Öztürk, T. ve Canel, T. (2017a). Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Pleistosen buzullaşmalarının jeomorfolojik özellikleri ve optik uyarmalı luminesans (OSL) ile yaşlandırılması. *Türk*

- Coğrafya Dergisi, (69), 27-37.
<https://doi.org/10.17211/tcd.318170>
- Bilgin, T. (1972). Munzur Dağları Doğu Kısımının 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., Böhner, 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>
- Çilgın, Z. (2013). Ovacık Ovası (Tunceli) ve Munzur Dağları'nın güneybatı aklının jeomorfolojisinde buzullaşmaların etkisi. Kilis Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 3 (6), 103-121.
<https://dergipark.org.tr/en/download/article-file/717442>
- Çilgın, Z. (2015). Dedegöl Dağı Kuvaterner buzullaşmaları. Türk Coğrafya Dergisi, (64), 19-38. <https://doi.org/10.17211/tcd.55740>
- Çilgın, 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>
- Çilgın, Z., Bayrakdar, C. (2017). Kızıldağ'da (Sivas) buzullaşma izleri. Türk Coğrafya Dergisi, 69, 101-107. <https://doi.org/10.17211/tcd.338314>
- Çilgın, Z., Bayrakdar, C. (2018). Dedegöl Dağı'ndaki glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. Coğrafya Dergisi, 36, 27-48. <https://doi.org/10.26650/JGEOG411356>
- Çilgın, Z., Bayrakdar, C. (2020). Teke Yarımadası'ndaki (Güneybatı Anadolu) glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. Türk Coğrafya Dergisi (74), 107-121. <https://doi.org/10.17211/tcd.729978>
- Çilgın, 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>
- Çilgın, 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
- 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 Coğrafya 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 Coğrafyası 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, Coğrafya 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>
- Gürgeç, G. (2009). Altıparmak Dağları kuzeydoğusunun glasyal morfolojisi. Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi 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>
- İzıbrak, 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., Djrbashian, 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 oluşumları ve lahar duyarlılığının Cbs tabanlı analizi (Doğu Anadolu-Kuzeybatı İran). Geomatik, 10 (1), 29-46. <https://doi.org/10.29128/geomatik.1508315>
- Keserci, F., Güngör, G., Bozdoğan, M., Canpolat, E., Çilgin, 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))
- Koçyiğit, A. (1985). Muratbaşı-Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede Fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, 2, 17-33.
- Köse, O., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Candaş, A. (2019). Late quaternary glaciations and cosmogenic ³⁶Cl 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 Iğdır ve Doğubeyazıt Şubesi.
- Mutlu, S. (2022). Balık gölü fay zone'nun paleosismolojik özellikleri ve segmentasyonu (Tez No: 767535) (Doktora Tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi), Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Nişancı, A. (1979). Iğdır Ovası ve yakın çevresinde uygulamalı iklim çalışmaları (Yayımlanmamış Doçentlik Tezi). Atatürk Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi 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 Daîmi 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
- 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-Oche, 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 ³⁶Cl 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 (Yayınlanmamış 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
- 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
- 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
- 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.
- Utlı, 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 şartlılarıyla 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>

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

EğİRDİR GÖLÜ'NÜN DÜDENLERİ: GÖL ÇUKURLUğU BİR POLYE Mİ?

Swallow holes of Lake Eğirdir: Is the lake depression a polje?

Uğur DOğAN^a, Mesut şİMşEK^b, İbrahim AKÇAY^c, Ali KOÇYİğİT^d

^a Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Ankara

geoankara@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-1300-3484>

^b Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakóltesi, Coğrafya Bölüm, Hatay

mesut.simsek@mku.edu.tr <https://orcid.org/0000-0002-4678-4336>

^c Milli Eğitim Bakanlığı, Isparta

ibrahimakcay32@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-5763-4544>

^d Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Ankara

alikocyigit45@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-0026-2831>

Makale Tariğesi

Geliş 23 Aralık 2024

Kabul 9 Ocak 2025

Article History

Received 23 December 2024

Accepted 9 January 2025

Anahtar Kelimeler

Düden, Polye, Neotektonik, Eğirdir Gölü, Batı Toroslar

Keywords

Swallow hole, Polje, Neotectonic, Eğirdir Lake, Western Taurus

Atıf Bilgisi / Citation Info

Doğan, U., şİMşek, M., Akçay, İ. & Koçyiğit, A. (2025) Eğirdir Gölü'nün Düdenleri: Göl Çukurluğu Bir Polye Mi? / Swallow holes of Lake Eğirdir: Is the lake depression a polje?, Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2025 (14): 31-47.

doi: 10.46453/jader.1605722

ÖZET

Batı Toroslar'da, Göller Yöresi'nde yer alan göllerin bir kısmı tektono-karstik kökenli çukurluklar içerisinde olmuştur. Bu göllerin en büyüklerinden biri de Eğirdir Gölü'dür. Bu gölde son yıllarda meydana gelen seviye alçalması dikkat çekici boyutlara ulaşmıştır. şimdiye kadar yapılan çalışmalarda da gölün batı kıyısında yer alan düdenler dikkati çekmemiş veya önemli ölçüde göz ardı edilmiştir. Bu çalışma ise Eğirdir Gölü'nün batı kıyısında 2024 yılı Eylül ayında ortaya çıkan Süpürge düdeninin jeomorfolojik-hidrolojik özelliklerini ortaya koymak ve Eğirdir Gölü çanağının göl suları altında kalmış eski bir polye olup olmadığını tartışmak amacıyla yapılmıştır. Tartışmada Göller Yöresi'ndeki polyelerin önemli bir kısmı da ele alınmıştır. Saha çalışmasına ek olarak, uydu ve İHA görüntülerinden de faydalanılmıştır. Eğirdir Gölü'nün batı kenarında kireçtaşında gelişmiş yeraltı karst sistemleriyle ilişkili olarak gelişmiş olan düdenlerin faylar üzerinde sıralandığı belirlenmiştir. Göl seviyesinin alçalması sonucunda suların kıyıdaiki göl çamurları içerisinde kaybolduğu Süpürge düdenin de bunlardan biri olduğu görölmüştür. Göl çanağının ise eski bir neotektonik-taban seviyesi polyesi olabileceği sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT

Some of the lakes in the Lakes Region (Göller Yöresi) in the Western Taurus Mountains were formed in depressions of tectono-karstic origin. One of the largest of these lakes is Eğirdir Lake. The level drop in this lake in recent years has reached remarkable dimensions. In the studies conducted so far, the swallow holes on the western shore of the lake have not attracted attention or have been largely ignored. This study was conducted to reveal the geomorphological-hydrological characteristics of the Süpürge swallow hole (or ponor) that emerged on the western shore of Lake Eğirdir in September 2024, and to discuss whether the Lake Eğirdir basin was an old polje that remained under the lake waters. Significant parts of the poljes in the Lakes Region were also evaluated in the discussion. In addition to the field study, satellite and drone images were used. It was determined that the swallow holes associated with the underground karst systems or karst conduits limestone on the western shore of Lake Eğirdir were aligned on the faults. It was observed that the Süpürge swallow hole, where the waters disappeared in the lake mud on the shore as a result of the lowering of the lake level. It was concluded that the lake basin could be an old neotectonic-base level polje.

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

EXTENDED ABSTRACT

Swallow holes are entrances of underground karst channels, that provide drainage of surface waters coming to closed depressions in karst areas. Swallow holes are found on the bottoms or edges of poljes in areas where soluble rocks are present, sometimes taking the form of a cave mouth or a suffosion doline. Some of these swallow holes are of the estavelle type, which can be both swallow hole and karst spring. Swallow holes can sometimes become clogged with transported materials, and as a result, seasonal or permanent lakes can form on the bottoms of poljes.

The poljes in the Central and Western Taurus Mountains have been the subject of detailed geomorphological studies. It has been shown that the main factor that led to the formation of these poljes was the extensional tectonic regime that started to be effective in the early Quaternary, and the resulting horst-graben systems. It has been determined that the grabens that developed in karst terrains formed the primary ground for the formation of poljes and that the faults at the horst-graben boundaries were suitable weak zones for the formation of swallow holes.

Lake Eğirdir is located in the Lakes Region, where poljes are commonly seen in the Western Taurus Mountains. Various ideas have been put forward in previous studies on the origin of the lake. The common view reached in the studies is that tectonic structures plays a significant role in the formation of the lake depression. When the studies are examined, limited information is available about the karstic features of the lake depression. The aim of this study is to introduce a new swallow holes that emerged in September 2024 as a result of the lowering of the lake level, and to reopen the discussion on whether the Lake Eğirdir depression is one of the tectonic-origin poljes. In the study, geological, geomorphological, and hydrological observations made during field studies, as well as satellite and UAV images, and previous studies, were used as data sources.

Lake Eğirdir lies in the northern part of the Isparta Angle, which is a morphotectonic structure, and extends approximately north-south. There are geological formations with

different ages and characteristics around the lake. These formations are evaluated under three subheadings: limestones, non-karst rocks, and Quaternary alluvial deposits. A significant part of the lake's surroundings is bordered by Mesozoic limestones. Limestone shows a wide and continuous surface on the western shore of the lake. The thickness of the limestones on Barla Mountain, which is a horst limited by faults, is more than 1500 m. In the east of the lake, limestones surface in a relatively wide area to the south and north of the Gelendost graben. Limestones covered with Quaternary alluvial deposits extend in the north and northeast of the lake. The limestones bordering Lake Eğirdir also have the characteristics of a wide karst aquifer. Quaternary alluviums on the lake shores are mainly seen in the Senirkent and Gelendost grabens and in the mouths of the streams that flow into the lake.

There are two groups of rock assemblages in the area where the swallow holes were detected. These are (1) basement rocks and (2) young cover rocks overlying them. The basement rocks consist of thick-bedded massive pelagic limestone and Late Cretaceous thin-bedded laminated cherty pelagic limestone, ranging in age from Jurassic to Lower-Middle Cretaceous, from the oldest to the youngest. Both of these carbonate rocks have undergone multi-period deformation, i.e., they vary from steeply dipping to folded and have also been sheared and crushed. The basement rocks are overlain by Pliocene-Quaternary cover rocks with an angular unconformity. The cover rocks consist of Pliocene fluvio-lacustrine sedimentary sequences, Quaternary alluvial, and fan delta deposits. The Pliocene sedimentary series consists of yellow and brown conglomerate blocks, brown mudstone, yellow-white lake shale, and limestone alternations. This series has a slope of up to 10°-20°, especially in the areas where the faults forming the boundary are located. In general, there is an angular unconformity between the underlying basement rocks and the overlying Quaternary fan delta and alluvial deposits. This regional angular unconformity clearly reveals the change in tectonic regime at the end of the Pliocene or the beginning of the Quaternary

period. Fan deltas are characterized by upper and lower set deposits and frontal basins between them. The effects of tectonic movements have been recorded as growth faults in fan delta deposits. Quaternary alluvial deposits consist of relatively fine-grained silt, sand, and beach sands rich in organic matter accumulated along the coastal areas of Lake Eğirdir.

The northern part of Kemer Strait, which is the narrowest part of Lake Eğirdir, is also called Hoyran, while the southern part is called Lake Eğirdir. According to satellite images taken in September 2024, the lake is approximately 47.6 km long in the north-south direction, 16.6 km wide in the east-west direction, and its shore length is approximately 150 km. Although the lake's borders change over time depending on water inputs and water losses, the lake is approximately 917 m above sea level. At this level, the lake's area is 482 km² and its average depth is 6-7 meters. Some of the lake water is drained to Lake Kovada, which is at a lower elevation, through the regulator in the south.

Geological and morphotectonic data show that Lake Eğirdir was formed as a result of the deepest parts of the depression formed by the Senirkent graben in the north and the Eğirdir graben in the south filling with water. The high purity limestones of the Paleozoic and Mesozoic around Lake Eğirdir are in the form of massive and thick formations. These thick limestones around the lake have always led researchers to conclude that the lake is in a karst depression. The especially thick limestones that are 1500 m and an important karst aquifer on Barla Mountain which borders the lake from the west, have made this possibility strong. Nevertheless, because Lake Eğirdir has preserved its existence for many years, the notion that the depression it is in might be a polje has been questioned less frequently.

A swallow hole was noticed by local people in September 2024 in the north of Boyalı village. This swallow hole located in Süpürge Çiftliği, is called Süpürge swallow hole in this study. In the Google Earth satellite image dated 17.9.2024, the swallow hole and the water flowing towards the swallow hole in the lake are clearly. The mouth of the swallow hole located in the lake mud does not consist of a single water inlet.

Incised channels were formed in the lake mud due to the flow of water towards the swallow hole. During the field study carried out on 31 October 2024, the appearance of the swallow hole was slightly different from the satellite image. It was observed that the water flowing towards the swallow hole went underground from different holes formed by the drying of the lake mud. This difference is related to the fact that the lake waters were higher on the date the satellite image was taken. The waters, which were slightly above the drainage capacity of the swallow hole, forming a pool. The swallow hole is a suffosion type swallow hole. However, the main karst channel of the swallow hole is located in the Mesozoic limestones under the lake mud. The Süpürge swallow hole also developed in the weak zone formed by faults parallel to the Bağcıağız fault.

Apart from the Süpürge swallow hole, it was determined that another swallow hole in a different bay created vortices on the lake surface. The swallow holes developed in areas where rocks suitable for karstification are controlled by faults. The drought experienced in the basin in recent years, along with the excessive water withdrawal from the lake and streams, were effective in made the swallow holes visible on the surface. The northern part of Lake Eğirdir was formed within the Senirkent Graben, while the southern part was formed within the Eğirdir Graben. The shape of the lake was determined to a large extent by the faults and the alluvium accumulation on the lake's edges. The existence of swallow holes on the lake edge, the lake having a moderate depth, and the lake being within grabens in an active tectonic area indicate that the lake depression is a neotectonic-base level polje that has tectonically subsided. The polje floor remained within the epiphreatic-freatic zone due to the rise of the water table, depending on the climate, the basin's feeding conditions, and the tectonic subsidence. Therefore, the base of the polje, which is in the epiphreatic-freatic zone transition today, must have been formed as a result of both tectonic subsidence, and karstic corrosion in some parts. The continuation of the drought trend in the region may expose the lake bottom or the polje bottom again.

1. GİRİŞ

Düdenler karstik sahalarda çoğunlukla kapalı depresyonlardaki yüzey sularının drenajını sağlayan yeraltı karst kanallarının giriş veya ağız kısımlarıdır. Özellikle polyeler için oldukça karakteristik yapılardır. Polyenin hidrolojik özellikleri, düdenlerin su çekme kapasitesine ve polyeye giren su miktarındaki değişimlere göre ortaya çıkmaktadır. Düdenler çözünebilen kayaların bulunduğu kesimlerde polye tabanlarında ve/veya kenarlarında bulunan, bazen bir mağara ağız şeklinde, bazen bir kuyu şeklinde ve bazen de alüvyal dolin şeklinde olan karstik oluşumlardır. Bazı düdenlerin hem su yutan hem de suçikan olarak çalışan bir estavelle özelliğinde olduğu bilinmektedir (Selçuk Biricik, 1982; Doğan, 1997; Gilli, 2015). Düdenler zaman zaman yağışlı dönemlerde çevreden taşınan organik ve inorganik materyallerle tıkanabilmekte ve polye tabanlarında mevsimsel veya kalıcı göller oluşabilmektedir. Tarım alanı olarak kullanılan bazı polyelerde tıkanan düdenlerin ağız kesimleri insanlar tarafından çeşitli iş makinalarıyla temizlenebilmektedir. Hatta suların düdenlere ulaşımını kolaylaştırmak ve topraktaki drenajı sağlamak için kanallar yapılmaktadır. Örneğin Suğla Polyesi'nin tabanında oluşan eski Suğla Gölü'nün 7 yılı bulan sürelerle göl özelliğini koruduğu ve sonra suların çekilmesiyle göl tabanının önemli bir kısmının tarım alanına dönüştüğü bilinmektedir (Güldal, 1981; Selçuk Biricik, 1982; Doğan, 1998; Doğan ve Koçyiğit, 2017).

Karst ovaları olan polyeler dünyanın farklı bölgelerinde görülmekle birlikte, Dinarik ve Toros Karst Kuşağı'nda, özellikle de Orta ve Batı Toroslarda yaygındır (Şimşek vd., 2020; 2021). Jips karstı sahasında gelişenler dar alanlı olmakla birlikte (Waltham, 2002; Doğan ve Özel, 2005; Doğan ve Yeşilyurt, 2019; Doğan vd., 2022), kireçtaşından oluşan karstik sahalardakilerin alanları binlerce metrekareye ulaşabilmektedir (Gracia vd., 2003; Doğan ve Koçyiğit, 2018; Doğan vd., 2019).

Son yıllarda Orta ve Batı Toroslar'daki polyeler detaylı jeomorfolojik araştırmalara konu edilmiştir. Bu polyelerin oluşumunu sağlayan temel etkenin erken Kuvaterner'de etkili olmaya başlayan genişlemeli tektonik rejim ve dolayısıyla ortaya çıkan horst-graben

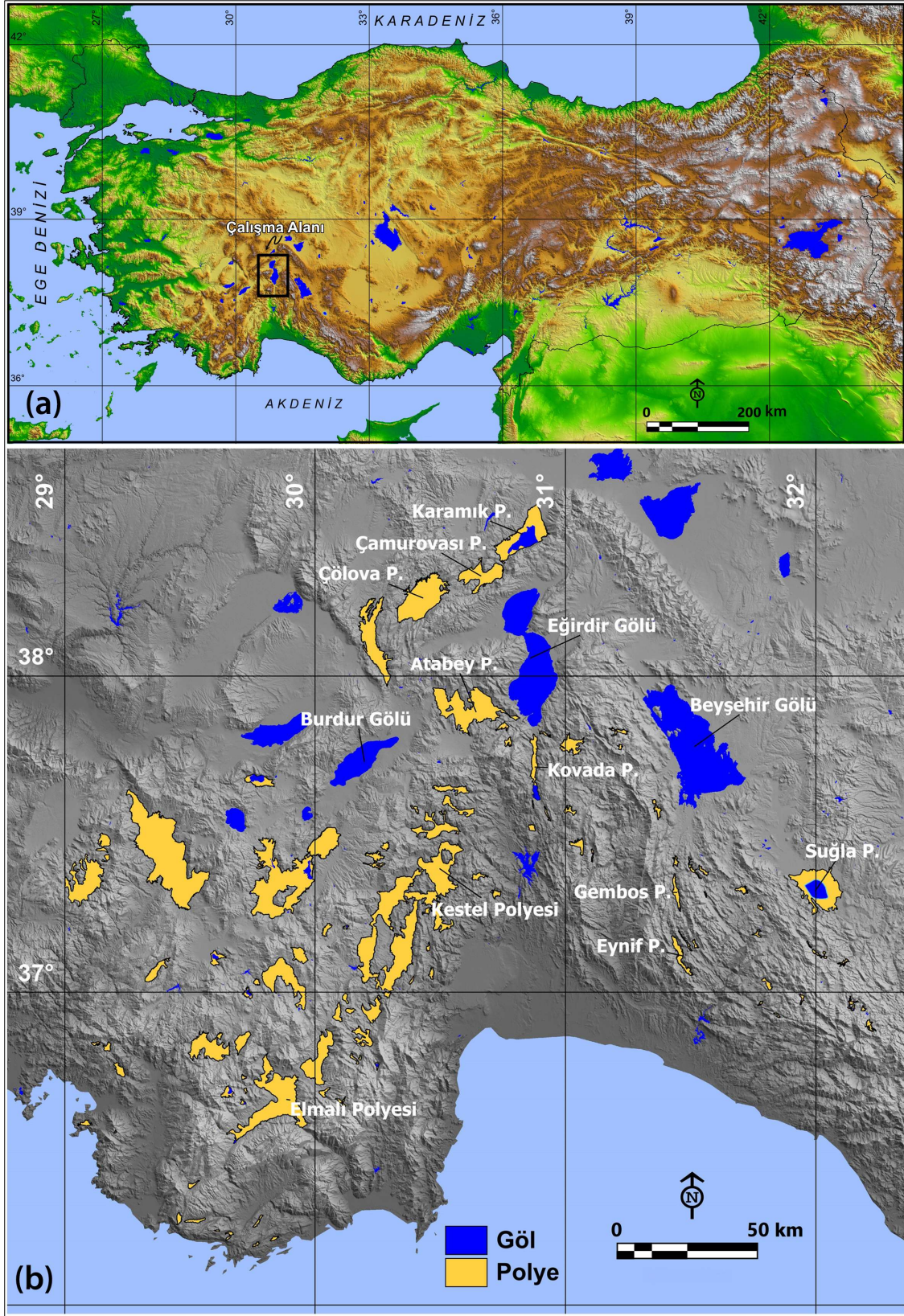
sistemlerinin olduğu gösterilmiştir (Doğan vd., 2017; Doğan ve Koçyiğit, 2018; Doğan vd. 2019). Bu polyelerin çoğunun eski tanımlamayla yapısal (Ford ve Williams, 2007) ve yeni tanımlamaya göre neotektonik polye (De Waele ve Gutierrez, 2022) kısmen de kenar polye karakterinde olduğu belirlenmiştir. Kireçtaşları içerisinde gelişen grabenlerin polyelerin oluşumu için ilksel zemini oluşturduğu ve horst-graben sınırlarındaki fayların da düdenlerin oluşması açısından uygun zayıf zonları olduğu saptanmıştır (Doğan vd. 2019).

Eğirdir Gölü, Batı Toroslar'da polyelerin yaygın olarak görüldüğü Göller Yöresi'nde yer alır (Şekil 1). Gölün kökeni ile ilgili önceki çalışmalarda çeşitli fikirler ileri sürülmüştür. Bu çalışmalardan ilki Alagöz'e (1944) ait olup göl çukurluğunun plüvyal dönemlerde karstik süreçlerle oluştuğunu ileri sürmüştür. Lahn (1946, 1948) ise göl çukurluğunun tektonik kökenli olduğunu belirtmiştir. En ilgi çekici yorum Ardel (1951) tarafından yapılmıştır. Ardel (1951) göl çanağının büyük bir polyenin çökmesi sonucunda oluştuğunu belirtmiş, göl içindeki adaları da bunun kanıtları olarak göstermiştir. Benzer şekilde İnandık (1965) da göl çukurluğunun tektonik kökenli olduğunu, şeklini karstik süreçlerle aldığını ve gölün ise plüvyal dönemde oluştuğunu belirtmiştir. DSİ (1977) tarafından yapılan bir etütte ise gölün tektonik kökenli olduğu ve Neojen'de meydana gelmiş büyük bir çöküntüyü işgal ettiği belirtilmiştir. Son olarak Kazancı (1993), Eğirdir Gölü'nü çevreleyen yamaçların Orta-Geç Pliosen öncesinde oluştuğunu, oluşan bu çukurluğun karstik süreçlerle şekillendiğini ve su ile dolmasının plüvyal dönemlerde gerçekleşmiş olabileceğini belirtmiştir. Demiroğlu vd. (2019) ise önceki çalışmalardan farklı olarak gölün batı kıyısındaki 5 düdenin konumunu bir harita üzerinde göstermiştir. Tüm bu çalışmalar göl çanağının karstik özellikleri hakkında sınırlı bir bilgiye sahip olduğumuzu göstermektedir.

Bu çalışmanın amacı ise göl seviyesinin alçalması sonucunda 2024 yılı Eylül ayında ortaya çıkan yeni bir düdeni tanıtmak ve Eğirdir Gölü çanağının tektonik kökenli polyelerden biri olup olmadığını yeniden tartışmaya açmaktır.

Çalışmada yöntem olarak saha çalışmaları sırasında yapılan jeolojik, jeomorfolojik ve hidrolojik gözlemlerin yanında uydu ve İHA

görüntüleri ile önceki çalışmalardan faydalanılmıştır.



Şekil 1: (a) Çalışma alanının lokasyon haritası, (b) Çalışma alanı çevresindeki polyeler ve göllerin dağılışı (Polyeler Şimşek vd., 2021'den düzenlenmiştir) / **Figure 1:** (a) Location map of the study area, (b) Distribution of poljes and lakes around the study area (Poljes were edited from Şimşek et al., 2021).

2. JEOLJİK ÖZELLİKLER

Eğirdir Gölü morfolojik bir yapı olan Isparta Açısı'nın kuzey kesiminde, yaklaşık kuzey-güney boyunca uzanmaktadır (Koçyiğit vd., 2013). Gölün çevresinde farklı yaşlara ve özelliklere sahip formasyonlar yer alır. Bu formasyonlar; kireçtaşları, karstik olmayan kayalar ve Kuvaterner alüvyonları olarak üç alt başlıkta değerlendirilmiştir (Şekil 2). Göl çevresinin önemli bir bölümü Mesozoyik kireçtaşlarıyla sınırlanır. Kireçtaşları, gölün batı kıyısında, geniş ve devamlı bir yüzeylenme gösterir. Faylarla sınırlı bir horst olan Barla Dağı'nda kireçtaşlarının kalınlığı 1500 m'den fazladır (Demiroğlu vd., 2019). Gölün doğusunda ise Gelendost grabeninin güneyinde ve kuzeyinde görece geniş bir alanda kireçtaşları yüzeylenir (Koçyiğit vd., 2013; Demiroğlu vd., 2019). Gölün kuzey ve kuzeydoğusunda ise Kuvaterner alüvyonlarıyla örtülü olan kireçtaşları uzanır. Eğirdir Gölü'nü sınırlayan tüm bu Mesozoyik kireçtaşları aynı zamanda geniş bir karst akiferi özelliğindedir (Demiroğlu vd., 2019). Göl kenarlarındaki Kuvaterner alüvyonları ise başlıca Senirkent ve Gelendost grabenleri ile göle karışan akarsu ağzlarında görülmektedir.

Güneybatı Anadolu'da genişlemeli neotektonik rejimin etkin olduğu Göller Bölgesi'nde, farklı doğrultu ve yönlerde uzanan normal faylarla sınırlanmış çok sayıda horst ve graben yapısı bulunmaktadır (Koçyiğit vd., 2013; Öztürk vd., 2018a). Bölgedeki hortlar yaygın olarak kireçtaşlarından oluşmaktadır ve horstların üst kesimleri sayıları onbinleri bulan çözünme dolinleri ile kaplıdır (Öztürk vd., 2018b; Şener vd., 2023). Graben alanları ise polyeler ve göllerle kaplıdır (Şimşek vd., 2021). Eğirdir Gölü de iki graben içerisinde yer almaktadır (Karaman, 2010; Koçyiğit vd., 2013). Havzanın kuzeyindeki Hoyran Gölü kesimi güneybatı-kuzeydoğu uzanımlı Senirkent Grabeni'nin doğu kesiminde yer alırken, Eğirdir Gölü yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzanan Eğirdir Grabeni içerisinde yer almaktadır. Eğirdir Gölü'nün güneyindeki Kovada Gölü ise Eğirdir Gölü'nün güney kesiminden başlayarak Kovada Gölü'nün güneyine kadar uzanan Eğirdir-Kovada Grabeni içerisinde yer alır (Koçyiğit vd., 2013). Koçyiğit vd. (2013) Isparta Açısı içerisinde yer alan grabenlerin iki aşamalı genişlemeli tektonik fazda oluştuğunu, eski

graben dolgularının geç Pliosen'de kısa süreli ve KKD-GGB yönlü sıkışmalı tektonik rejimin etkisinde deforme olduğunu, genç graben dolgularının ise erken Kuvaterner'de başlayan ikinci faz genişlemeli neotektonik rejimin denetiminde çökeliş yatay konumlu olduğunu saptamıştır.

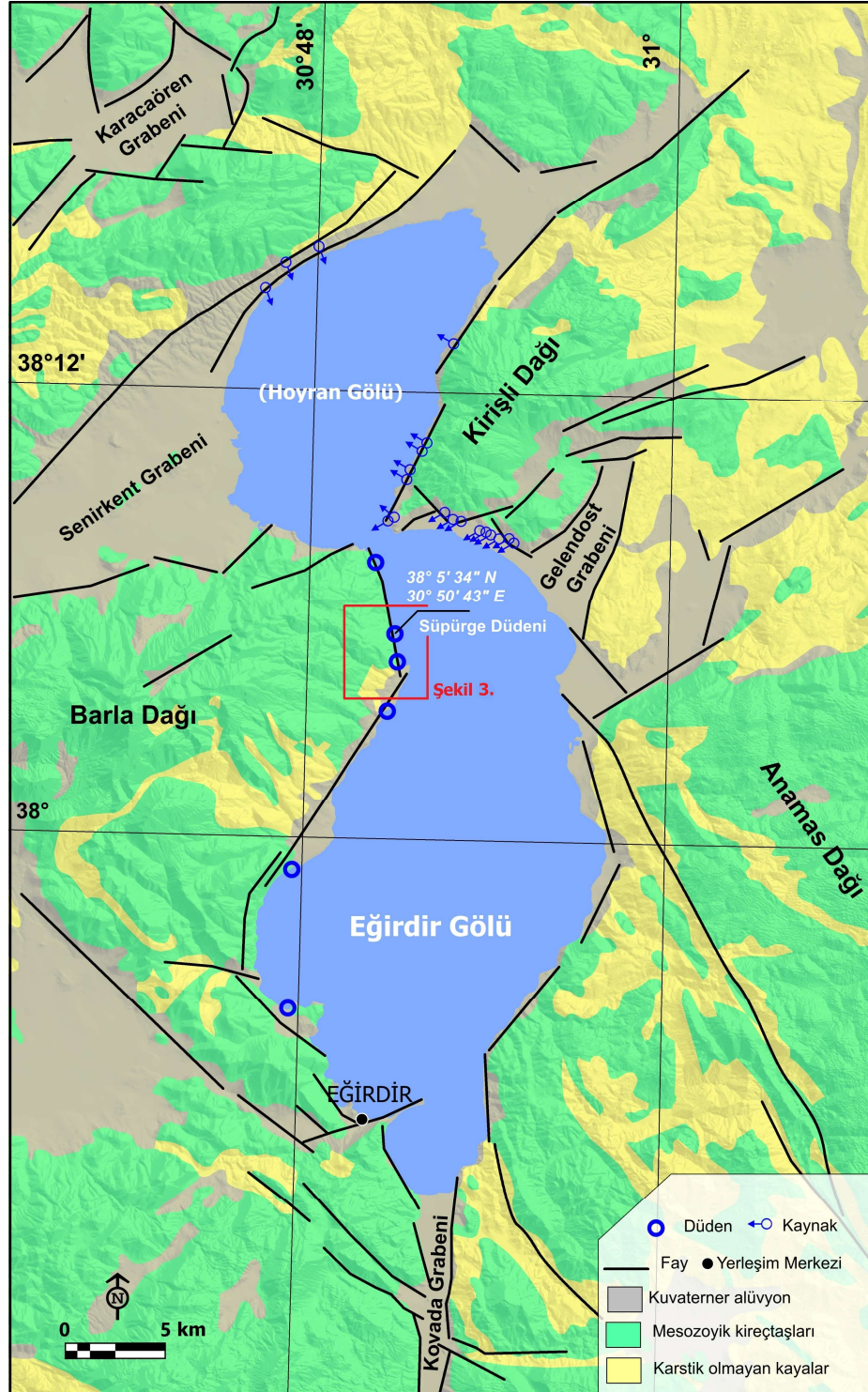
Alüvyon kalınlığı, Hoyran Ovası'nda yapılan sondaj kuyuları verilerine göre, 115-160 metre arasında değişmektedir. Yalvaç Ovası'nda ise alüvyon kalınlığı 200 metredir. Bununla birlikte Gelendost Ovasında yapılan jeofizik ölçülere göre, Pliyo-Kuvaternere ait havza dolgusunun kalınlığı 150-220 metre olduğu saptanmıştır. Bu derinlik ovanın kuzey kesiminde 50-70 metreye kadar düşmektedir (DSİ, 1977).

Düdenin saptandığı kesimde iki grup kaya topluluğu bulunur (Şekil 3). Bunlar: (1) daha eski temel kayaları ve (2) daha genç örtü kayaları veya graben dolgusudur. Temel kayalar, en eskiden en gence, yaş aralığı Jura'dan Alt-Orta Kretase'ye kadar uzanan kalın tabakalı masif pelajik kireçtaşı ve Geç Kretase ince tabakalı, lamine çörtlü pelajik kireçtaşından oluşur. Bu karbonat kayaçlarının her ikisi de çok dönemli deformasyona uğramıştır, yani dik bir şekilde eğimliden kıvrımlıya doğru değişen bir duruşta olup aynı zamanda makaslanmış ve ezilmiştir. Temel kayaçların üzerine, Plio-Kuvaterner örtü kayaçları aşıl uyumsuzlukla gelir. Örtü kayaçları, Pliosen akarsu-göl tortul dizisi, Kuvaterner alüvyonları ve yelpaze deltası depolarından oluşur. Pliosen tortul serisi bloklardan oluşan sarı ile kahverengi renkli konglomera, kahverengi çamurtaşı ve sarı-beyaz göl şeyli ve kireçtaşı aralanmasından oluşur. Bu seri, özellikle sınırı oluşturan fayların bulunduğu kesimlerde yer yer 10°-20°'ye kadar eğimlidir. Genel olarak, alttaki temel kayaçlar ve üstteki Kuvaterner yelpaze deltası ile alüvyal depolar arasında aşıl bir uyumsuzluk vardır. Bu bölgesel aşıl uyumsuzluk, Pliosen sonunda veya Kuvaterner döneminin başında tektonik rejimdeki değişimi açık bir şekilde ortaya koymaktadır. Yelpaze delta, üst ve taban seti depoları ve onlar arasındaki cephe tabakalarıyla karakterize olur. Tektonik hareketlerin etkileri, yelpaze delta depolarında büyüme fayları olarak kaydedilmiştir. Bu durum ayrıca yelpaze depolarının kenar-sınır faylarına bitişik yakınsak kesimlerinde de görülmektedir

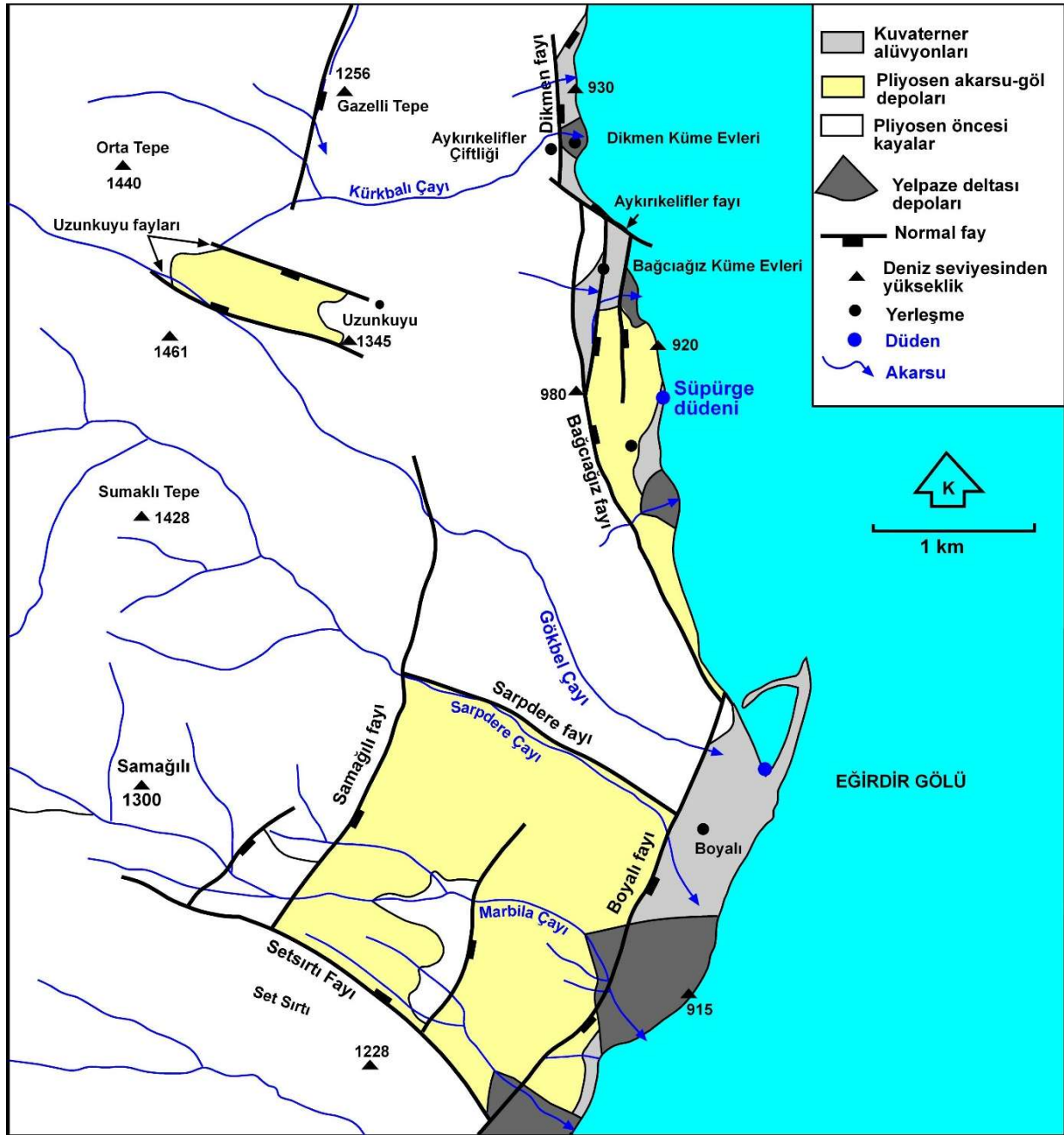
(şekil 3). Kuvaterner alüvyonları Eğirdir Gölü'nün kıyı alanları boyunca biriken nispeten daha ince taneli ve organik madde açısından zengin silt, kum ve plaj kumlarından oluşmaktadır.

Süpürge düdeni çevresi iki büyük normal fay takımı ile karakterize edilir. Bunlar: (1) KKD-eğimli ve güney-güneydoğuya dik eğimli normal fay segmentleri ve (2) KB-eğimli normal fay segmentleridir. İlk fay segmenti takımının

yaygın örnekleri ise sırasıyla Boyalı, Bağcıağız, Dikmen ve Samağılı faylarıdır (şekil 3). Bunlar hem eski temel kayaları hem de Pliyo-Kuvaterner örtü kayalarını kesmiş ve bunları düşey yönde 365 m kadar yer değıştirmiştir. Bu nedenle, basamaklı dağılış deseni gösterirler (şekil 3). Ayrıca, bu düşey yer değıştirme (365 m) 0,14 mm/yıl'lık bir atım miktarına karşılık gelir.



şekil 2: Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası / Figure 2: Generalized geological map of the study area.



Şekil 3: Süpürge düdeni çevresinin neotektonik haritası / **Figure 3:** Neotectonic map of the Süpürge swallow hole area and its near environment.

3. HİDROLOJİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

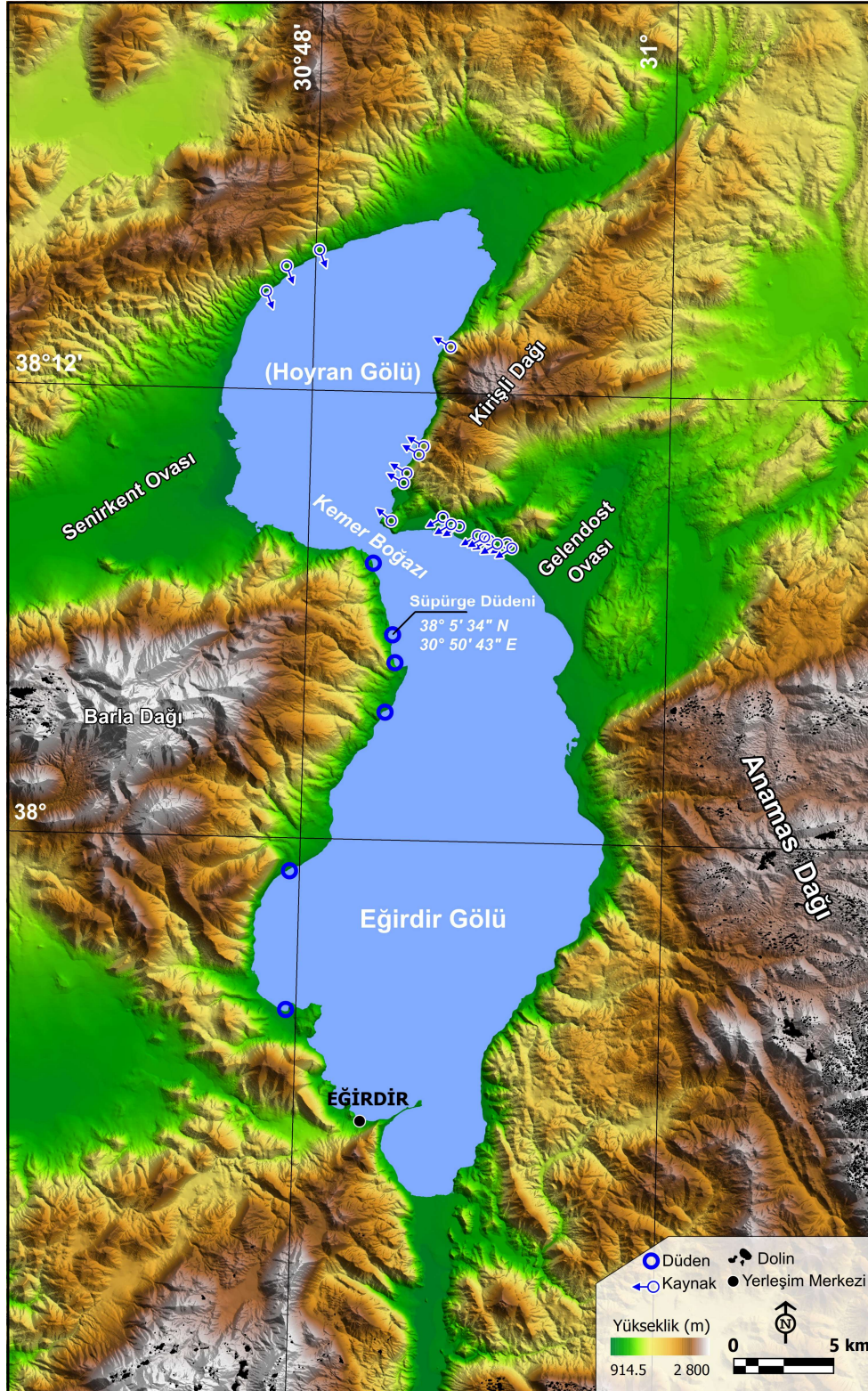
Eğirdir Gölü'nün en dar yeri olan Kemer Boğazı'nın kuzey kesimi Hoyran, güney kesimi ise Eğirdir Gölü olarak da adlandırılmaktadır (Alagöz, 1944; Karaman, 2010; Koçyiğit vd., 2013; Şekil 4). 2024 Eylül ayında çekilmiş uydu görüntülerine göre göl kuzey-güney yönünde yaklaşık 47,6 km uzunluğunda, D-B yönünde 16,6 km genişliğindedir. Kıyı uzunluğu ise ~150 km'dir. Gölün sınırları beslenme ve su kayıplarına bağlı olarak zaman içerisinde değişmekle birlikte, göl deniz seviyesinden yaklaşık 917 m yüksektedir. Bu seviyede gölün

alanının 482 km² ve ortalama derinliğinin 6-7 m olduğu belirtilmiştir (Demiroğlu vd., 2019). Gölün en dar yerinde derinliği 1-2 m'dir. Göl sularının bir kısmını güneyindeki regülatör vasıtasıyla daha düşük kotta bulunan Kovada Gölü'ne akıtılır (Kazancı, 1993; İleri vd., 2014). Yüzeyden Kovada Gölüne olan bu akış sonradan insan eliyle derinleştirilmiştir (Kazancı, 1993).

Eğirdir Gölü'nden, Isparta ve Eğirdir yerleşmelerinin su ihtiyacı karşılanmakta ve sulama için önemli miktarda su çekilmektedir (Demiroğlu vd., 2019; Yücel vd., 2022). Göl sularının tatlı olması, fazla suların yüzeyden bir kanalla güneydeki Kovada Gölü'ne iletilmesi ve elbette düdenlerden olan su kaçaklarıyla

ilgilidir. Kazancı (1993) su seviyesi değişiminin uzun yıllar 40-120 cm arasında olduğu için gölde karstik boşalmanın olduğunun düşünöldüğünü belirtmiştir. Sonra yapılan çalışmalarda göl hacminde 1990 yılından itibaren, göl seviyesinde ise 2000 yılından itibaren azalma olduğu saptanmıştır (Yücel vd., 2022). Başka bir çalışmada (Kale ve Erişmiş, 2024) da 1984-2022 yılları arasında, 1994-2004

yılları arası hariç, gölde daralma meydana geldiği ve alansal kaybın yaklaşık 32 km²'yi bulunduğu belirlenmiştir. Göl seviyesindeki en önemli alçalma nedeni olarak göl havzasındaki iklim değişimi veya kuraklık ve gölü besleyen su kaynaklarındaki azalma gösterilmiştir (Tağıl ve Alevkayalı, 2014; Yücel vd., 2022; şener ve Davraz, 2024).



şekil 4: Çalışma alanının topografya haritası / Figure 4: Topography map of the study area.

Hidrojeolojik çalışmalar havzada yüzeyleyen karbonatlardan ve alüvyonlardan Eğirdir Gölü'ne önemli miktarda yeraltısuyu girişi olduğunu ortaya çıkarmıştır. Bu suların bir yılda yaklaşık 260 milyon metreküpü Kumdanlı-

Kaşı kara karst sisteminden geldiği saptanmıştır. Hoyran Gölü'nün kuzey ve doğusunda ise Taşevi Aşağıtirtar, Kemerdamları, Kayaagzı, Yenice, Yeşilköy kaynaklarından önemli bir su girdisi vardır (Demiroğlu vd., 2019; Şekil 5).



Şekil 5: Eğirdir Gölü'nün kuzey kıyısındaki Taşevi batısında yer alan bir kaynak / **Figure 5:** A spring located west of Taşevi on the northern shore of Lake Eğirdir.

Eğirdir Gölü yapısal olarak birer horst olan dağlar ve graben olan ovalarla sınırlanmaktadır. Göl, batıdan Barla Dağı, güneybatıdan Davras Dağı, güneydoğudan Anamas Dağları, kuzeydoğudan Kirişli Dağı ve kuzeyden Kuşdağları ile çevrelenir (Şekil 4). Gölün Hoyran kesiminde KD-GB doğrultusunda uzanan Senirkent Ovası ve doğusunda Gelendost Ovası yer alır (Şekil 4).

Jeolojik ve morfolotektonik veriler Eğirdir Gölü'nün kuzeyde Senirkent grabeni ve güneyde Eğirdir grabeninden oluşan çukurluğun en derin kesimlerinin su ile dolması sonucunda oluştuğunu göstermektedir. Kirişli Dağı kuzeybatıdan sınırlayan KD-GB gidişli fay (Koçyiğit vd., 2013) Hoyran Gölü kesiminin doğu sınırını ve Eğirdir Gölü ile olan bağlanma kesiminin şekillenmesini denetlemiştir (Şekil 2). Eğirdir Gölü çevresindeki Paleozoyik ve Mezozoyik'e ait saflık derecesi yüksek

kireçtaşları, masif ve kalın formasyonlar halindedir (Demiroğlu vd., 2019). Göl çevresindeki bu kalın kireçtaşları araştırmacılara gölün karstik bir çukurluk içerisinde bulunma ihtimalini hep düşündürmüştür (Alagöz, 1944, Ardel, 1951; İnandık, 1965). Özellikle gölü batıdan sınırlayan Barla Dağı'nda kalınlığı 1500 m'yi bulan ve önemli bir karst akiferi olan kireçtaşlarının varlığı bu ihtimali güçlü kılmıştır. Yine de Eğirdir Gölü'nün uzun yıllardır varlığını koruması, içinde bulunduğu çukurluğun bir polye olabilme ihtimalinin daha çok sorgulanmasının önüne geçmiştir.

Ulaşılabilen kaynaklar arasında yalnızca Demiroğlu vd. (2019) tarafından hidrojeoloji haritasında gölün batı kıyısında 5 düdeninin olduğu gösterilmiştir. Ayrıca bu çalışmada karbonatlı kayalardan özellikle de Barla Dağı'ndan göle önemli bir su girişinin olmadığı,

aksine buradaki düdenlerden başka havzalara su kaçağının olduğu ve DSİ'nin bunları kapattığı belirtilmiştir. Bununla birlikte, şiddetli yağışların olduğu dönemlerde Barla Dağı'ndaki karst akiferinde oluşan basınç nedeniyle düdenlerin bir kaynak, dolayısıyla estavelle olarak çalışabilecekleri de gözden uzak tutulmamalıdır. Göl seviyesinin alçalması sonucunda Demiroğlu vd. (2019) tarafından

işaretlenmiş düdenlerin dışında yeni bir düden Boyalı köyü kuzeyinde, yöre halkı tarafından 2024 yılı Eylül ayında yüzeyde fark edilmiştir. Süpürge Çiftliği mevkiinde bulunan bu düden bu çalışmada Süpürge düdeni adı verilmiştir. Düden ve göl içerisinde düdeneye doğru akan sular 17.9.2024 tarihli Google Earth uydu görüntüsünde de açıkça görülmektedir (Şekil 6).



Şekil 6: Süpürge düdenini ve Eğirdir Gölü içerisinde düdeneye doğru hareket eden suların oluşturduğu akıntının 17.9.2024 tarihli Google Earth uydu görüntüsünden görünüşü / **Figure 6:** The view of the Süpürge swallow hole and the current created by the water moving from Lake Eğirdir towards the swallow hole, from the Google Earth satellite image dated 17.9.2024.

Süpürge düdeni göl çamurları içerisinde yer alır. Düdenin ağızı tek bir su girişinden oluşmamaktadır (Şekil 7). Suyun düdeneye doğru akışına bağlı olarak göl çamurları içerisinde yarınıtı kanalları oluşmuştur. 31.10. 2024 tarihinde gerçekleştirilen saha çalışması sırasında düdenin görünüşü uydu görüntüsündekine göre biraz daha farklılaşmıştır. Suların göl çamurunun kurumasıyla oluşmuş birbirine yakın mesafede olan farklı yarınıtı veya çukurluklardan yer altına indiği görülmüştür. Bu farklılık uydu görüntüsünün çekildiği tarihte göl sularının daha yüksek olması ve düdenin çekme kapasitesinden fazl olan suların adeta bir havuz oluşturmasıyla ilgilidir (Şekil 7b). Düden bu haliyle toprak düden/alüvyal düden şeklindedir. Bununla birlikte, düdenin asıl karst kanalı göl çamurunun altındaki Mezozoyik kireçtaşları içerisinde bulunur. Süpürge düdeni de

Bağcıağzı fayına paralel olan fayların oluşturduğu zayıf zonda gelişmiştir (Şekil 3). Göl kenarındaki diğer düdenlerin de faylar üzerinde yer alması (Şekil 2), fayların karst sistemi için oluşturduğu zayıf zon etkisiyle ilgilidir.

Yöre halkının gölün seviyesinin daha da alçalacağı veya tamamen kuruyacağı kaygısıyla oluşturduğu baskı nedeniyle düden 2024 Kasım ayının ilk haftasında DSİ tarafından kapatılmıştır (Şekil 8).

Süpürge düdeni dışında, gölün Beydere sahilinde su yüzeyinde oluşan girdap, göl tabanında bir düdenin daha aktif olduğunu göstermektedir.

Eğirdir Gölü çanağının bir polye olabileceğine ilişkin yorumlara giriş bölümünde değinilmiştir. Sahanın tektonik ve hidrojeolojik özelliklerine dair ortaya konmuş olan önceki çalışmalar ve bu çalışmadan elde edilen bulgular Eğirdir Gölü'nün bir polye içerisinde oluştuğuna dair

kanaati kuvvetlendirmektedir. Özellikle gölün batısında yer alan Barla Dağı horstunun akifer özeliğine sahip kalın kireçtaşlarından oluşması

ve dağın doğu kenarında göl kıyısında düdenlerin var olması bu çanağın eski bir polye olduğuna dair önemli bir veriyi oluşturur.



Şekil 7: Süpürge düdenine akan göl suları ve düdenin yakından görünüşü / **Figure 7:** Lake waters flowing into the Süpürge swallow hole and a close-up view of the swallow hole.

Eğirdir Gölü çanağı kenarları normal faylarla sınırlanmış olan iki ayrı graben içerisinde yer almaktadır. Göl çevresindeki sondaj kuyusu ve

jeofizik verileri alüvyon kalınlığının 200 m'nin üzerinde olduğunu göstermektedir (DSİ, 1977). Bu veri sahanın neotektonik dönemdeki

tektonik çökme miktarını göstermesi bakımından önemlidir. Sahanın tektonik ve jeomorfolojik özellikleri suları yeraltından akaçlanan bir polyenin tabanının Kuvaterner başından itibaren (neotektonik dönemde) hızla alçaldığını ortaya koymaktadır. Tabanı zaman içerisinde giderek alçalmış olan polyenin tektonik çökme miktarıyla aynı hızda alüvyonla dolmaması, giderek polye tabanının su tablasının altında kalmasına neden olmuştur. Su

girdisinin kayıptan yüksek olması polye tabanında Eğirdir Gölü'nün oluşmasını sağlamıştır. Dolayısıyla, özellikle Pleyistosen ve kısmen de Holosen'deki kurak dönemlerde gölün tamamı veya bir kısmının kuruması sonucunda polye tabanının ortaya çıkmış olması da muhtemeldir. Kuraklığın şiddetlenmesi ve göldeki su kayıplarının artması gelecekte de böyle bir olasılığın yaşanma ihtimalini göstermektedir.



Şekil 8: Süpürge düdeninin kapatıldıktan sonraki durumu / **Figure 8:** The situation of the Süpürge swallow hole after it was closed.

4. TARTIşMA VE SONUÇLAR

Bu alışmada, Eğirdir Gölü'nün batı kıyısında yer alan düdenlerden Süpürge düdeninin yüzeye çıktığı ve göl çamurları içerisinde olan düdenden altta yer alan kireçtaşı içerisindeki yeraltı karst kanallarına doğru aktığı saptanmıştır. Başka bir düdenin de göl yüzeyinde girdaplar oluşturduğu belirlenmiştir. Düdenler karstlaşmaya uygun kayaların fayla kontrol edildiği kesimlerde gelişmiştir. Düdenlerin yüzeyde görülebilir hale gelmesinde, son yıllarda havzada yaşanan kuraklık, gölden ve göle ulaşan akarsulardan aşırı su çekilmesi etkili olmuştur. Eğirdir Gölü'nün kuzey kesimi Senirkent Grabeni, güney kesimi Eğirdir Grabeni içerisinde oluşmuştur. Gölün şeklini önemli ölçüde faylar ve göl kenarlarındaki alüvyon birikimi belirlemiştir. Göl kenarındaki düdenler, göl derinliğinin fazla olmaması ve gölün aktif tektonik bir sahada grabenler içerisinde bulunması, gölün tabanının tektonik olarak çökmüş bir neotektonik-taban seviyesi polyesi olduğunu göstermektedir (Şekil 9a-b). Bu nedenle polye epifreatik -doymun zon geçişinde, hem tektonik hem de bazı kesimlerinin meydana gelen korrozyonal taban alçalması sonucunda oluşmuş olmalıdır. Polye tabanı, su tablasının iklim ve havzanın beslenme koşullarına bağlı olarak yükselmesi ve tektonik alçalmaya bağlı olarak epifreatik-doygun zon içerisinde kalmıştır (Şekil 9c). Bölgede kuraklık eğiliminin devam etmesi göl tabanı veya polye tabanını tekrar açığa çıkabilir. Taban seviyesi polyesinin oluşumunun sınırlı sayıdaki örnekleri İspanya (De Waele ve Gutierrez, 2022) ve Türkiye'de gösterilmiştir (Doğan vd., 2022). Neotektonik polyenin örnekleri ise çok daha fazla sayıda saptanmıştır. Bunlardan önemli bir kısmı Batı Toroslarda yer almaktadır (Doğan vd. 2017, 2019; Doğan ve Koçyiğit, 2018). Polyeler, Eğirdir Gölü/Polyesi çevresinde de yaygındır (Şekil 1b). Örneğin Eğirdir-Kovada grabeni içerisinde yer alan Kovada Polyesi de (Alagöz, 1944; Güneysu, 1993) bir neotektonik-taban seviyesi polyesidir. Eğirdir polyesinin kuzeyindeki Karamık Polyesi de bir kısmı epifreatik zonda gelişmiş olan neotektonik-taban seviyesi polyesidir. Karamık Bataklığı'nın da suları Armutlu Köyü yakınlarındaki düdenler vasıtasıyla Karakuş Dağlarını geçerek Eğirdir Gölü'nü beslediği

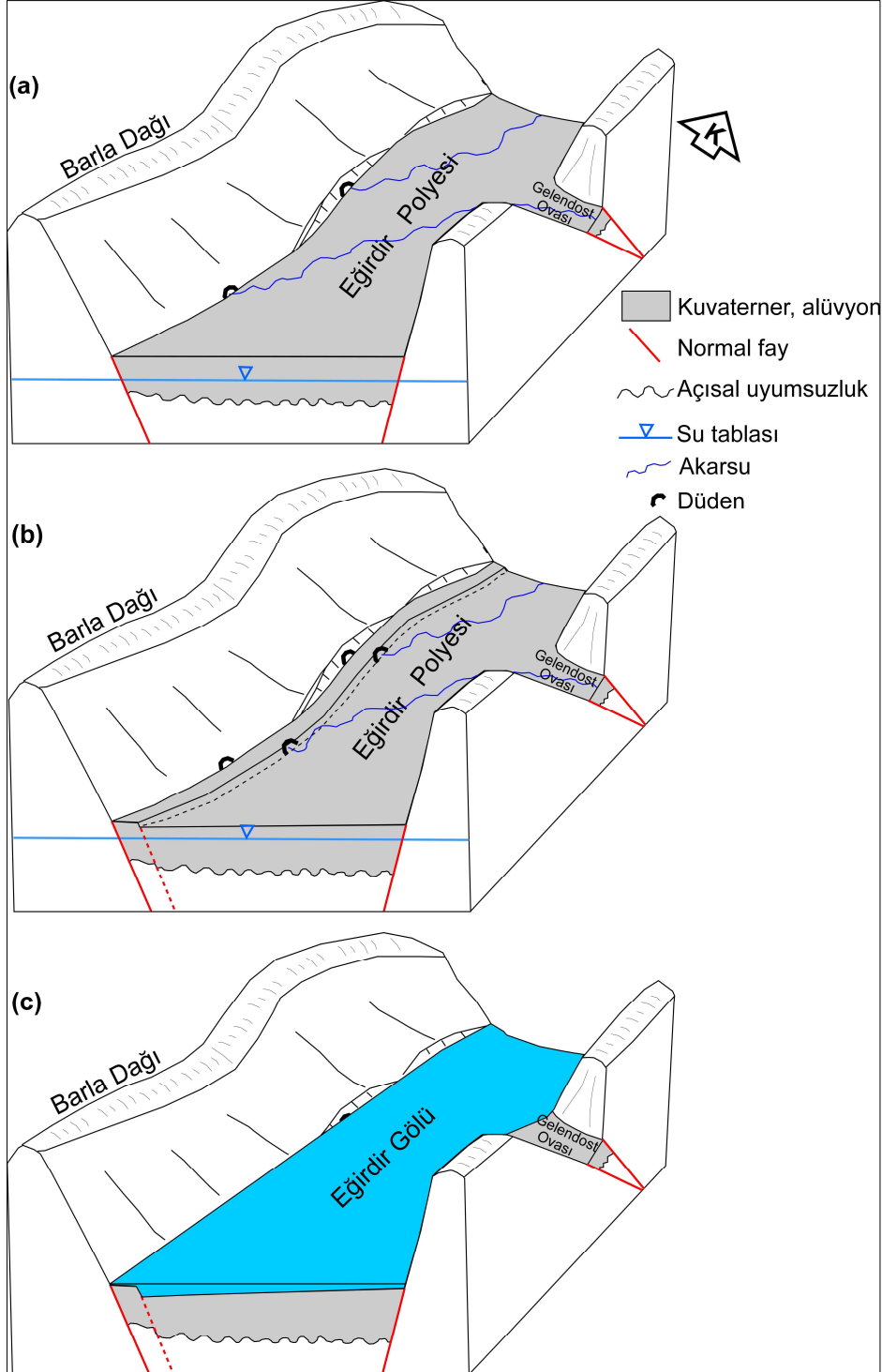
belirtilmiştir (Karahan ve Binboğa, 2022). Buradaki düdenler bataklıkta su seviyesinin alçalması ve belki de faylardaki düşey atıma bağlı olarak göl tabanına göre kısmen askıda kalmıştır. Eğirdir Polyesi'nin kuzeybatısındaki ölovası Polyesi (Ardos, 1978) KD-GB uzanımlı bir graben içerisinde gelişmiş neotektonik polyedir. Dinarın batısında yer alan Karakuyu Polyesi de KB-GD uzanımlı bir graben içerisinde yer alan neotektonik-taban seviyesi polyedir. Bu polyede oluşan Karakuyu Bataklığı'nın suları batısındaki bir düdenle Dinar ovasına ulaşır. Eğirdir Polyesi'nin güneydoğusundaki grabenlerden biri içerisinde yer alan Suğla neotektonik-kenar polyesi de bölgedeki büyük polyelerden biridir. Bu polyenin içerisinde tekrarlanan kuruma dönemlerinin ardından gelen yıllar boyunca varlığını sürdürmüş olan Suğla Gölü bulunmaktaydı (Alagöz, 1944; Güldalı, 1981; Doğan, 1998; Doğan ve Koçyiğit, 2017). Batısında göl suları altında kalmış olan kireçtaşının yüzeylendiği kesimlerde taban seviyesi polyesi özelliği göstermektedir. Bu kesimdeki KB-GD uzanımlı neotektonik bir depresyon içerisinde yer alan ve sığ bir göl olan Beyşehir Gölü'nün de (Gürbüz vd., 2021), tıpkı Eğirdir Gölü'nde olduğu gibi bir neotektonik-taban seviyesi polyesi olma olasılığı yüksektir. Gölün düdenleri, kireçtaşlarıyla çevrili olan batı kıyısında K-G ve KB-GD gidişli faylarlar üzerinde saptanmış, göl tabanında düden olmadığı belirtilmiştir (Ekmekçi, 1993). Bu düdenler vasıtasıyla ortalama 5 m³/sn su çekildiği, bu miktarın yağışlı dönemlerinde 29 m³/sn'ye kadar çıktığı belirtilmiştir. Gölün sularını Manavgat Nehri havzasına ileten düdenler, gölün, yağışlı ve kurak dönemler arasındaki, su seviyesi oynama zonunda gelişmiştir (Ekmekçi, 1993). Ekmekçi (1993) tarafından Bu düdenlerden görece gölün alt kesimlerinde yer alanların şiddetli yağışların olduğu dönemlerde oluşan basınç nedeniyle bir kaynak olarak çalışabilecekleri de öngörülmüştür. Dolayısıyla, Beyşehir Gölü yapısal, jeomorfolojik, hidrolojik özellikleri ve özellikle de düdenleri bakımından Eğirdir Gölü ile benzerdir.

Sonuç olarak Eğirdir Gölü'nün tıpkı çevresindeki bir kısmı epifreatik zonda bulunan polyeler gibi, günümüzde tabanını bir kısmı doymun zonda kalmış olan bir neotektonik-taban seviyesi polyesi olduğu söylenebilir. Son yıllarda

görülen kuraklık öncesi, su girdilerinin çıktılarından fazla olması polye tabanında gölün varlığını sürdürmesini sağlamıştır. O dönemde düdenler bir estavelle tipi düden (Selçuk Biricik 1982; Doğan, 1998), yani belki de yağışlı dönemlerde kaynak olarak da çalışmış olabilir. Ayrıca, düdenlerin polyenin batı kısmında, metrelerce kalınlıktaki alüvyonla örtülü olan göl tabanından yukarıda olması da gölün varlığını sürdürmesinde önemli bir etken olmalıdır. Tüm bu bulgular ve çıkarımlara

rağmen göl çanağının jeomorfolojisi ve dolayısıyla polye hakkında daha detaylı araştırmalar yapılmalıdır.

Süpürge düdenin DSİ tarafından kapatılması işleminde, göl havzasının hidrolojik döngüsünün göz önüne alınmadığı anlaşılmaktadır. Bu düdenin ve dolayısıyla diğer düdenlerin bazı dönemlerde bir kaynak özelliği gösterebileceği göz ardı edilmiştir.



Şekil 9: Eğirdir Gölü/Polyesi'nin jeomorfolojik evrimi / Figure 9: Geomorphological evolution of Eğirdir Lake/Polje.

KAYNAKÇA

- Alagöz, C. A. (1944). Türkiye Karst Olayları Hakkında Bir Araştırma. Türk Coğrafya Kurumu Yayınları 1, Ankara.
- Ardel, A., (1951). Göller bölgesinde morfolojik müşahadeler. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi 2, 1–19.
- Ardos, M. (1978). Afyonkarahisar Bölgesinin Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 2418, İstanbul.
- De Waele, J., Francisco Gutierrez, F. (2022). Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves. Wiley-Blackwell.
- Demiroğlu, M., Karagüzel, R., Mutlutürk, M., Yaltırak, C., Yalçın, T., Dönertaş, A., Davraz, A., Aktuna, Z. (2019). Surface runoff and carbonates-based definition of protection zones for Eğirdir Lake in western Turkey. Carbonates and Evaporites 34, 67–82. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0418-1>
- Doğan, U. (1996). Polye ve fluvio-karstik depresyonlar (Seydişehir'in güneybatısından örnekler). Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi 5, 229-246.
- Doğan, U. (1997). Suğla Ovası ve Çevresinin Fiziki Coğrafyası. Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Doktora Tezi.
- Doğan, U. (2003). Sarıot Polje, Central Taurus (Turkey): a border polje developed at the contact of karstic and non-karstic lithologies. Cave and Karst Science 30, 117-123.
- Doğan, U., Koçyiğit, A. (2018). Morphotectonic evolution of Maviboğaz canyon and Suğla polje, SW Central Anatolia, Turkey. Geomorphology, 306, 13–27. doi: [10.1016/j.geomorph.2018.01.001](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.001)
- Doğan, U., Koçyiğit, A., Gökkaya, E. (2017). Development of the Kembos and Eynif structural poljes: morphotectonic evolution of the Upper Manavgat River basin, central Taurides, Turkey. Geomorphology 278, 105-120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.030>
- Doğan, U., Koçyiğit, A., Yeşilyurt, S. (2019). The relationship between Kestel Polje system and the Antalya Tufa Plateau: Their morphotectonic evolution in Isparta Angle, Antalya-Turkey. Geomorphology, 334: 112-125. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.003>
- Doğan, U., Özel, S. (2005). Gypsum karst and its evolution east of Hafik (Sivas, Turkey). Geomorphology, 71: 373-388. doi: [10.1016/j.geomorph.2005.04.009](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.009)
- Doğan, U., Yeşilyurt, S. (2019). Gypsum karst landscape in the Sivas Basin. In: C. Kuzucuoğlu et al. (eds.), Landscapes and Landforms of Turkey, World Geomorphological Landscapes. Springer Nature Switzerland AG.
- Doğan, U., Yeşilyurt, S., Mutlu, G., Koçyiğit, A. (2022). Base-level poljes in the Sivas gypsum karst, Türkiye. Journal of Geomorphological Researches 9, 19-37. <https://doi.org/10.46453/jader.1125343>
- DSİ (1977). Hydrogeological studies of Hoyran-Gelendost and Yalvac plains. Geotechnical Services of General Directorate of State Hydraulic Works, State Hydraulic Works Printing House, Ankara.
- Ekmekçi, M. (1993). A conceptual model for the Beyşehir Lake karst system. In: Hydrogeological processes in Karst Terranes (Proceedings of the Antalya Symposium and Field Seminar, October 1990), IAHS Publication No: 207.
- Erol, O. (1978). The Quaternary history of the lake basins of central and southern Anatolia. In: Brice WC (eds), The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age. Academic Press, London, 111–139.
- Erol, O. (1980). Anadolu'da Kuaterner pluvial ve interpluvial koşullar ve özellikle Güney İç Anadolu'da son buzul çağından bugüne kadar olan çevresel değişimler. Coğrafya Araştırmaları Dergisi 9, 5–16.
- Erol, O. (1984). Geomorphology and neotectonics of the pluvial lake basins in the Taurus belt and south Central Anatolia. In: Tekeli O, Göncüoğlu MC (eds), Geology of the Taurus Belt: Ankara, International Symposium, 119–124.
- Ford, D.C., Williams, P.W. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Chichester. doi: [10.1002/9781118684986](https://doi.org/10.1002/9781118684986)
- Gilli, E. (2015). Karsts, Caves And Springs (Elements of Fundamental and Applied Karstology). CRC Press Taylor & Francis Group.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). Geomorphology 52, 215–231.
- Güldalı, N. (1981). Suğla Ovasının karst hidrojeolojisi ve Suğla Gölü sorunu. Jeomorfoloji Dergisi 10, 33–57.
- Güneysu, A. C. (1993). Batı Toroslarda neotektonik hareketlerin karstlaşma üzerindeki etkileri ve karstlaşmanın evrimi. Türk Coğrafya Dergisi 28, 329-336.
- Gürbüz, A., Kazancı, N., Hakyemez, H.Y., Leroy, S.A.G., Roberts N., Saraç, G., Ergun, Z., Boyraz Arslan, S., Gürbüz, E., Koç, K., Yedek, Ö., Yücel, T.A. (2021). Geological evolution of a tectonic and climatic transition zone: the Beyşehir-Suğla basin, lake

- district of Turkey. International Journal of Earth Sciences 110, 1077–1107.
- İnandık, H. (1965). Türkiye Gölleri. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 44, İstanbul.
- Kale, M. M., Erişmiş, M. (2024). Eğirdir Gölü alansal değişiminin uzaktan algılama ve coğrafi bilgi sistemleri yardımıyla analizi. International Journal of Geography and Geography Education (IGGE) 52, 122-140.
- Karahan, S., Binboğa, R. (2022). Karamık Gölü havzasında zamansal seviye değişimleri. Gelecek Vizyonlar Dergisi 6 (2), 18-39.
- Karaman, M.E. (2010). The tectonic evolution of Lake Eğirdir, West Turkey. Geologos 16 (4), 223–234
- Lahn, E. (1945). Batı Toros göllerinin jeomorfolojisi. MTA Dergisi 34:387–400
- Lahn, E. (1948). Türkiye Göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Hakkında Bir Etüt. MTA Enst. Yay. Seri B, No: 12.
- Öztürk, M. Z., Şener, M. F., Şener, M., Şimşek, M. (2018b). Structural controls on distribution of dolines on Mount Anamas (Taurus Mountains, Turkey), Geomorphology, 317: 107-116.
- Öztürk, M.Z., Şimşek, M., Şener, M.F., Utlı, M. (2018a). GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. Environmental Earth Sciences 77 (14):536.
- Selçuk Biricik, A. (1982). Beyşehir Gölü Havzası'nın Strüktürel ve Jeomorfolojik Etüdü. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayın No: 119.
- Şener, E., Davraz, A. (2024). Comparison of drought indices in the analysis of temporal and spatial changes of climatic drought events: a case study in the Eğirdir Lake basin (Isparta/Turkey). Natural Hazards <https://doi.org/10.1007/s11069-024-06711-0>
- Şener, M. F., Şimşek, M., Utlı, M., Öztürk, M. Z., Sözbilir, H. (2023). Morphotectonic development of surface karst in Western Taurus (Türkiye). Carbonates and Evaporites 38 (78), 1-17.
- Şimşek, M., Doğan, U., Öztürk, M.Z. (2020). Polyelerin sınıflandırılması ve toroslardan örnekler. Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, 5, 1–14. <https://doi.org/10.46453/jader.733500>
- Şimşek, M., Öztürk, M.Z., Doğan, U., Utlı, M. (2021). Toros polyelerinin morfometrik özellikleri. Coğrafya Dergisi, (42), 101-119. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/iucografya/issue/63677/834461>
- Tağıl, Ş., Alevkayalı, Ç. (2014). Eğirdir Gölüne kuzeyden dökülen akarsularda akım trendi ve yağış ilişkisi. Balıkesir University The Journal of Social Sciences Institute 17 (32), 211-229.
- Waltham, T. (2002). Gypsum karst near Sivas, Turkey. Cave And Karst Science 29, 39-44.
- Yücel, A., Markovic, M., Atılğan, A., Rolbiecki, R., Ertop, H., Jagosz, B., Ptach, W., Łangowski, A., Jakubowski, T. (2022). Investigation of annual lake water levels and water volumes with Şen Innovation and Mann-Kendall rank correlation trend tests: example of Lake Eğirdir, Turkey. Water 14, 2374.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

KARABURUN – KUMKÖY (İSTANBUL) ARASI KIYI şERİDİNDE MEYDANA GELEN DEğİşİMLERİN DSAS ARACI İLE ANTROPO-JEOMORFOLOJİK ANALİZİ

Anthropo-Geomorphological Analysis Of Changes in The Coastline Between Karaburun and Kumköy (Istanbul) Using DSAS Tool

S. Murat UZUN

Marmara Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul, TÜRKİYE

murat.uzun@marmara.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0003-2191-3936>

Makale Tariğesi

Geliş 16 Ocak 2025

Kabul 11 şubat 2025

Article History

Received 16 January 2025

Accepted 11 February 2025

Anahtar Kelimeler

Kıyı değişimleri, DSAS, Antropo-jeomorfoloji, Uzaktan Algılama, İstanbul

Keywords

Coastal changes, DSAS, Anthropo-geomorphology, Remote Sensing, Istanbul

Atıf Bilgisi / Citation Info

Uzun, S.M. (2025) Karaburun–Kumköy (İstanbul) Arası Kıyı şerinde Meydana Gelen Değişimlerin Dsas Aracı ile Antropo-Jeomorfolojik Analizi / Anthropo-Geomorphological Analysis Of Changes in The Coastline Between Karaburun and Kumköy (Istanbul) Using DSAS Tool, Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2025 (14): 48-73.

doi: 10.46453/jader.1621372

ÖZET

Kıyı birimleri, unsurları, dinamikleri, hızı ve süreçlerine etki eden antropojenik koşullar, çizgisel ve alansal olarak kıyı jeomorfolojisinde değişimlere doğrudan ve dolaylı olarak etki etmektedir. Belirtilen kapsamda bu çalışmada, İstanbul'un Karadeniz kıyısında yer alan ve madencilik faaliyetleri ile büyük değişimlere uğrayan Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridi antropo-jeomorfolojik yaklaşım ve Sayısal Kıyı Çizgisi Analiz Sistemi (DSAS) aracının kullanımı ile incelenmiştir. Çalışmada, 1970 yılına ait ortofoto, 1975, 1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005, 2010, 2015, 2020 ve 2023 yıllarına ait Landsat uydu görüntüleri kullanılmıştır. Ortofoto üzerinden manuel, uydu görüntüleri üzerinden ise Normalize Fark Su İndisi (NDWI) ve eşik yöntemi kullanılarak kıyı çizgileri üretilmiştir. Daha sonra DSAS aracında yer alan Net Kıyı Değişim Hareketi (NSM), Kıyı Çizgisi Değişim Limiti (SCE), Son Nokta Oranı (EPR) ve Doğrusal Regresyon Oranı (LRR) istatistikleri kullanılarak çizgisel analizler yapılmıştır. Çizgisel analizlerden sonra kıyıda meydana alansal analizler yapılmış, değişimin kökeni doğal ve antropojenik olarak sınıflandırılmıştır. Analizler ilk olarak 1970-2023 yılları arasında 12 ayrı kıyı çizgisi üzerinden yapılmıştır. Daha sonra dönemsel olarak kıyı değişimlerini ortaya koymak amacıyla ardışık periyotlar üzerinden çizgisel ve alansal analizler uygulanmıştır. Çalışmanın sonucunda çizgisel, alansal değişimler periyotlar halinde incelenmiş, grid analizi ile antropo-jeomorfolojik kapsamda kıyıdaki değişim yoğunluğu incelenmiştir. Elde edilen bulgulardan kıyı çizgisi uzunluğunun 1970'de 36,4 km'den 2023'de 42,5 km'ye ulaştığı, girinti çıkıntı yapısının dönemsel olarak değişkenlik gösterdiği saptanmıştır. Dönemsel olarak kıyı çizgisinin en yüksek 998 m ilerlediği (1990-1995), -1314 m gerilediği (1995-2000) tespit edilmiştir. İnceleme sahasında değişen tüm kıyı zonunun %73'ünde antropojenik kökenli jeomorfolojik değişim yoğunluğunun çok yüksek düzeyde olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT

Anthropogenic conditions affecting coastal units, elements, dynamics, speed and processes directly and indirectly affect changes in coastal geomorphology in linear and spatial terms. In this study, the coastline between Karaburun and Kumköy, which is located on the Black Sea coast of Istanbul and has undergone major changes due to mining activities, was examined with an anthropo-geomorphological approach and the use of the Digital Coastline Analysis System (DSAS) tool. In the study, orthophotos from 1970 and Landsat satellite images from 1975, 1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005, 2010, 2015, 2020 and 2023 were used. Coastlines were generated manually from orthophotos and using Normalised Difference Water Index (NDWI) and threshold method from satellite images. Then, linear analyses were performed using the Net Shoreline Movement (NSM), Shoreline Change Limit (SCE), End Point Rate (EPR) and Linear Regression Rate (LRR) statistics in the DSAS tool. After the linear analyses, areal analyses were performed and the origin of the change was classified as natural and anthropogenic. After the linear analyses, areal analyses were performed and the origin of the change was classified as natural and anthropogenic. The analyses were first performed on 12 different shorelines between 1970-2023. Then, linear and areal analyses were applied over consecutive periods in order to reveal coastal changes periodically. As a result of the study, linear and areal changes were examined in periods, and the intensity of change on the coast was examined in an anthropo-geomorphological context by grid analysis. From the findings obtained, it was determined that the length of the coastline increased from 36.4 km in 1970 to 42.5 km in 2023, and the structure of the indentation and protrusion varied periodically. Periodically, it was determined that the shoreline advanced by 998 m at the highest (1990-1995) and receded by -1314 m (1995-2000). It was determined that the intensity of anthropogenic

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Coastal geomorphological units and processes are subjected to anthropogenic effects in addition to the rate of variability in their own dynamic conditions. The anthropogenic impact on the dynamic cycle occurs faster on the coasts than other morphological units in terms of response and change times. In addition, coasts, which offer favourable opportunities for human activities, are one of the areas where natural and human interactions are the most intense. In this respect, anthropogenic activities in the coasts and their impact areas in the world and in Turkey cause anthropo-geomorphological conditions on the coasts. This situation causes coastal erosion shaped by natural processes, the formation of artificial coastal filling areas or human-induced digging-eroding activities on the coast, apart from coastal accumulation. In addition, coasts may also be exposed to indirect anthropogenic changes due to anthropogenic interventions in hydrographic drainage basins on the land side. These changes may lead to a rapid change on the coast, sometimes in a period of months or a few years, and sometimes the change effect of indirect anthropo-geomorphological conditions may occur in a longer period. The aim of this study is to analyse the temporal and spatial changes in the coastal strip between Karaburun and Kumköy in Istanbul, where intensive mining activities have been carried out, with DSAS tool, to determine the anthropogenic conditions in the changes and to evaluate them anthropo-geomorphologically.

Methods and Materials

In the study, orthophotos from 1970 and Landsat satellite images from USGS for the years 1975, 1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005, 2010, 2015, 2020 and 2023 were used. Coastlines were generated manually from orthophotos and using the Normalised Difference Water Index (NDWI) and threshold method from satellite images. Linear analyses were then performed on the shorelines using

the NSM, SCE, EPR and LRR statistics in the DSAS tool. After the linear analyses, areal analyses were performed and the origin of the change was classified as natural and anthropogenic. The analyses were first performed on 12 different shorelines between 1970-2023. Then, linear and areal analyses were applied over consecutive periods in order to reveal coastal changes periodically. As a result of the study, linear and areal changes were examined in periods, and the intensity of change on the coast was examined in an anthropo-geomorphological context by grid analysis.

Findings and Results

In this study, the changes in the coastline between Karaburun and Kumköy were analysed in the long period between 1970 and 2023 and at different temporal intervals during this period. The analyses performed with the NSM analysis in the DSAS tool revealed that the coastline changed by an average of 181.94 m, a maximum of 1189.92 m and a minimum of -688.4 m between 1970 and 2023. In the long-term period, SCE analysis data show that the shoreline has changed by an average of 513.53 m and a maximum of 1360.94 m. EPR and LRR analyses show that there is an average annual progression of 3 m on the coast. The distribution of quantitative data on the coast is quite diverse. In this respect, it was determined that there were negative changes and coastal retreat on the low-lying coasts to the west and east of the study area, positive coastal advancement between Yeniköy-Akpınar and Ağağlı-Kısırkaya, and high value coastal retreat between Akpınar-Ağağlı. The biggest changes in terms of distance in terms of linear distance were realised between Yeniköy-Kısırkaya. The shorelines analysed periodically with the DSAS tool revealed that the change is also very different temporally and spatially. In this respect, on average, according to the NSM analysis, the highest coastal advance in terms of distance was experienced in 1990-1995 (2005.76 m), 1985-1990 (128.9 m) and 2015-

2020 (90.75 m) periods, and the highest coastal retreat was experienced in 1995-2000 (-98.3 m) and 2000-2005 (-76.6 m) periods. According to the SCE analysis, the maximum shoreline changes were between 564-1314 m in the periods between 1985-2020. All of the periodic negative and positive changes were experienced in the shoreline between Yeniköy-Kısırkaya. The results of the spatial analysis also revealed similar data to the results of the linear analysis with DSAS. Between 1970 and 2023, a total of 9.22 km² of change occurred between Karaburun and Kumköy, 80% of this change was realised as coastal unit-artificial coastal embankment area, 20% as coastal erosion and artificial coastal erosion. Within the scope of the periods, it was determined that the most extensive coastal changes occurred in the periods between 1980-2005. According to the periodic change analyses, it was determined that coastal erosion in 5 periods and coastal accumulation in 5 periods were proportionally higher. In the 2020-2023 period, it was determined that the areal change was equal.

The results of the analysis of the coastline between Karaburun and Kumköy in the linear DSAS tool) and the results of the spatial analyses revealed that an intense change has been experienced. Periodical analyses have revealed that changes have been experienced on the land and sea sides of the present coastline and that the geomorphological structure, processes and conditions have been differentiated in certain origins. In this respect, in the period between 1970-1985, natural geomorphological processes were the main factor in the shaping of the coast and coastal erosion was experienced especially on the coasts with low beaches. However, in the period between 1985 and 2023, mining, excavation and other anthropogenic activities, especially in the coastal backwaters, caused the intensification of anthropogenic changes on the coast. This situation has caused a great change in the length of the coastline, coastal indentation and protrusion structure, linear and areal change of the coast, and geomorphological elements and processes. In this respect, as a result of examining the origin of the change in the periodic change data and

classifying them with areal-linear data, a very high level of anthropogenic origin geomorphological change intensity was determined in 73% of the coastline between Karaburun and Kumköy. Only 11% of the analysed coastline was found to be free of anthropogenic factors or to be effective at a very low level. This situation reveals that anthropo-geomorphological units are dense in the coastal change area. Especially between Yeniköy-Kısırkaya coastline, intense anthropogenic coastal geomorphological changes have been experienced. For this reason, the coastal length increased from 36.4 km in 1970 to 42.3 km in 2023. The indentation and protrusion ratio of the coastline, which has shown great changes periodically, and accordingly, its morphological appearance has also changed. In terms of anthropo-geomorphological conditions, artificial accumulation areas, artificial cliffs, coastal arrows have been formed on the coast, and the topography and slope direction behind the coast have been completely changed due to human origin. The direct anthropogenic geomorphological interventions on the coast have also had an indirect effect on the low-lying coast in the west. Therefore, anthropogenic changes were also made on this coast to minimise the effect of coastal erosion. Between Ağaılı-Kısırkaya, the coastal embankment area and artificial cliffs, which were formed entirely by anthropogenic factors, have been subjected to coastal erosion by wave dominant factors in the last 20 years and geomorphological processes of complex origin have been experienced. It has been determined that anthropogenic factors are dominant in the changes experienced in the coastline between Karaburun and Kumköy and the geomorphological structure of the coast has changed. Large changes in linear and areal terms may affect the terrestrial and marine ecosystems, and may create indirect anthropo-geomorphological effects on the coasts in the immediate vicinity of the coast. In the coastline between Karaburun and Kumköy, the change data examined by anthropo-geomorphological approaches should be emphasised in coastal management, planning and sustainable use for the future.

1.GİRİŞ

Jeolojik, jeomorfolojik, klimatolojik ve biyotik etkenlerle birlikte dinamik olarak gelişen, değişen ve farklı morfolojik unsurlar ortaya koyan kıyılar aynı zamanda kara ve su kütlelerinin etkileşim zonunu da meydana getirmektedir (Turoğlu, 2017). Kıyı sahası tektonik, östatik, volkanik hareketler, jeolojik devirlerdeki iklim salınımlarının etkisi ile seviye, morfolojik görünümde çizgisel ve alansal olarak değişimlere maruz kalmıştır (Erol, 1989). Aynı zamanda insanoğlunun birçok faaliyeti açısından elverişli olanaklar sunan kıyılar, artan beşerî ihtiyaçlar neticesinde de kullanılmış ve antropojenik değişimlere de uğramıştır (Ellis, 2017). Dünya’da ve Türkiye’de günümüz etken koşulları dikkate alındığında kıyı alanlarındaki doğal ve beşerî kökenli değişim süreci farklı boyutlarda yaşamaktadır (Aouiche vd., 2016; Uzun, 2024). Bu boyut, kıyının konumuna, jeolojik, jeomorfolojik özelliklerine, klimatolojik etkenlere, hidrografik unsurun özelliklerine ve antropojenik etkinin durumuna bağlı olarak zamansal ve mekânsal açıdan değişmektedir (Bird, 2008).

Kıyılar, su ve kara tarafında bulunan etki sahaları ile birlikte çeşitli jeomorfolojik unsurları barındırmaktadır (Davidson-Arnott, 2010). Alçak ve yüksek kıyılarda jeomorfolojik unsurlar ve kıyı etki sahasının sınırları değişebilmektedir (Turoğlu, 2009). Aynı zamanda kara ve denizi ayıran, sabit olmayan kıyı çizgisi de kıyının jeomorfolojik özellikleri ile diğer doğal ve beşerî faktörlerden etkilenerek değişimin meydana geldiği temel unsuru oluşturmaktadır (Erinç, 1986). Doğal dinamik süreçler farklı morfolojik görünüm ve boyutlarda kıyıda değişim izleri bırakmaktadır. Bunlar; denizel taraçalar, fay diklikleri, falezler, abrazyon platformları, yalıtışları, kıyı kemeri ve mağaraları, kıyı kordonları, biyoerozyon çukurları, kıyı taş havuzları, eolonitler, kıyı kumulları, aşınım arttığı kayaçlar olarak gözlemlenebilmektedir (Erginal vd., 2017; Özpolat vd., 2021; Pouye vd., 2023). İnsanoğlunun kıyıya yaptığı müdahaleler daha farklı değişimlere sahne olmakta, kıyının doğal dinamik süreçlerini ve morfolojik görünümünü değiştirebilmektedir (Erkal & Taş, 2022; Wu vd., 2022; Fernández-Hernández vd., 2023).

Kıyı jeomorfolojisi birimleri ve süreçleri kendi dinamik koşullarındaki değişkenlik hızı dışında antropojenik etkilere de maruz kalabilmektedir (Aguilar vd., 2020; Hu & Wang, 2020). Bu bakımdan jeomorfolojik süreç ve unsurlardaki insan kaynaklı değişimleri, etkileri, rölyefin değiştirilmesini, topografyadaki yapay morfolojik görünümüleri inceleyen antropojenik jeomorfolojinin (antropo-jeomorfoloji) en önemli araştırma alanlarından biri de kıyılardır. (Szabó vd., 2010; Rózsa & Novák, 2011; Özşahin, 2013; Sofia vd., 2016; Tarolli & Sofia, 2016; Brown vd., 2017; Ertek, 2017; Li vd., 2017; Uzun, 2020; Uncu & Karakoca, 2021; Remondo vd., 2024). Kıyıların dinamik döngüsüne insan kaynaklı olarak meydana gelen etki, kıyılarda tepki ve değişim süreleri bakımından diğer morfolojik birimlere göre daha hızlı gerçekleşmektedir (Mullick vd., 2019). Bu bakımdan kıyılar ve etki sahalarındaki insan kaynaklı faaliyetler, kıyılarda antropo-jeomorfolojik koşulların yaşanmasına neden olmaktadır (Jefferson vd., 2013; Aouiche vd., 2016; Özpolat & Demir, 2019; Cendero vd., 2022; Syvitski vd., 2022; Ertek, 2023; Desouky, 2024). Bu durum doğal süreçlerle şekillenen kıyı erozyonu, kıyı birikimi dışında, yapay kıyı dolgu alanlarının ve kıyıda insan kaynaklı kazma-aşındırma faaliyetlerinin oluşmasına sebebiyet vermektedir (Turoğlu, 2019; Bombino vd., 2022).

Kıyılarda meydana gelen doğal, antropojenik ya da karma etkenli çizgisel ve alansal değişimler Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) tekniklerinin kullanımı ile tespit edilebilmektedir (Kuleli vd., 2011; Öztürk & Sesli, 2015; Kılar ve Çiçek, 2018; Özpolat & Demir, 2019; Turoğlu, & Duran, 2021; Murray vd., 2023; Kazı & Karabulut, 2023; Kılar, 2023; Tağıl vd., 2023; Uzun, 2023; Ogunrayi vd., 2024). İncelenen kıyının alansal büyüklüğü, veri kaynağının zamansal ve mekânsal çözünürlüğüne göre de değişimlerin sonuçları ile etki kaynakları çeşitli analizler ile ortaya konabilmekte. Bu bakımdan Dünyada kıyı değişimlerin incelenmesinde, Amerika Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Kurumu (USGS) ürünü olan Sayısal Kıyı Çizgisi Analiz Sistemi (Digital Shoreline Analysis System-DSAS) aracı

çokça tercih edilmektedir (Kılar & Çiçek, 2018; Ataol vd., 2019; Kale vd., 2019; Nassar vd., 2019; Baig vd., 2020; Ciritci & Türk, 2020; Kumar vd., 2021; Song vd., 2021;). DSAS aracı içerisinde yer alan istatistiksel analizler sayesinde kıyı çizgisi değişimleri mekânsal ve kantitatif olarak analiz edilmekte, beta özelliği ile geleceğe dönük modellemeler yapılabilmektedir (Lazuardi vd., 2022; Akdeniz & İnam, 2023; Öztürk & Uzun, 2023; Gümüş, 2024; Kılar & Aydın, 2024).

Belirtilen kapsamlar dahilinde bu çalışmanın amacı, yoğun madencilik faaliyetlerinin yapıldığı İstanbul'un Karaburun-Kumköy arasındaki kıyı şeridinde meydana gelen değişimleri DSAS aracındaki istatistiklerle analiz etmek, zamansal ve mekansal açıdan kıyı değişimlerini antro-po-jeomorfolojik olarak değerlendirmektir.

Araştırma sahası, İstanbul ilinin kuzeyinde Karadeniz kıyı şeridinde Karaburun-Kumköy arasında yer almaktadır (Şekil 1). Kıyının batı sınırını kıyı jeomorfolojisi birimlerinden burunu oluşturan Karaburun, doğu sınırını Çakar burnu oluşturur. İncelenen kıyı şeridi idari bölünüş açısından İstanbul'un Arnavutköy, Eyüp ve Sarıyer ilçe sınırları içerisinde bulunur. Kıyı ve gerisinde genel olarak Danişmen formasyonuna ait Alt Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kum, çakıl, kil, kömür arakatlı litolojik birimler bulunmaktadır. Gümüşdere ve Ağaçlı kıyılarında ise Kuvaterner'e ait alüvyon birimleri bulunur. Kıyının jeomorfolojik yapısını doğu ve batı sınırını oluşturan sahada yüksek kıyılar bu alandan itibaren orta kesime doğru alçak ve plajlı kıyılar meydana getirir. Kısırkaya-Akpınar arasında yer yer mikro falezler ve kıyı diklikleri görülür. Çalışma sahası olarak belirtilen kıyıların seçilmesinde, kıyı ve gerisinde yaşanan

madencilik, hafriyat, inşaat ve diğer antropojenik kaynaklı topografik değişimlerin görülmesi ile birlikte kıyıda çizgisel, alansal ve hacimsel olarak büyük değişimlerin yaşanması etkili olmuştur.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

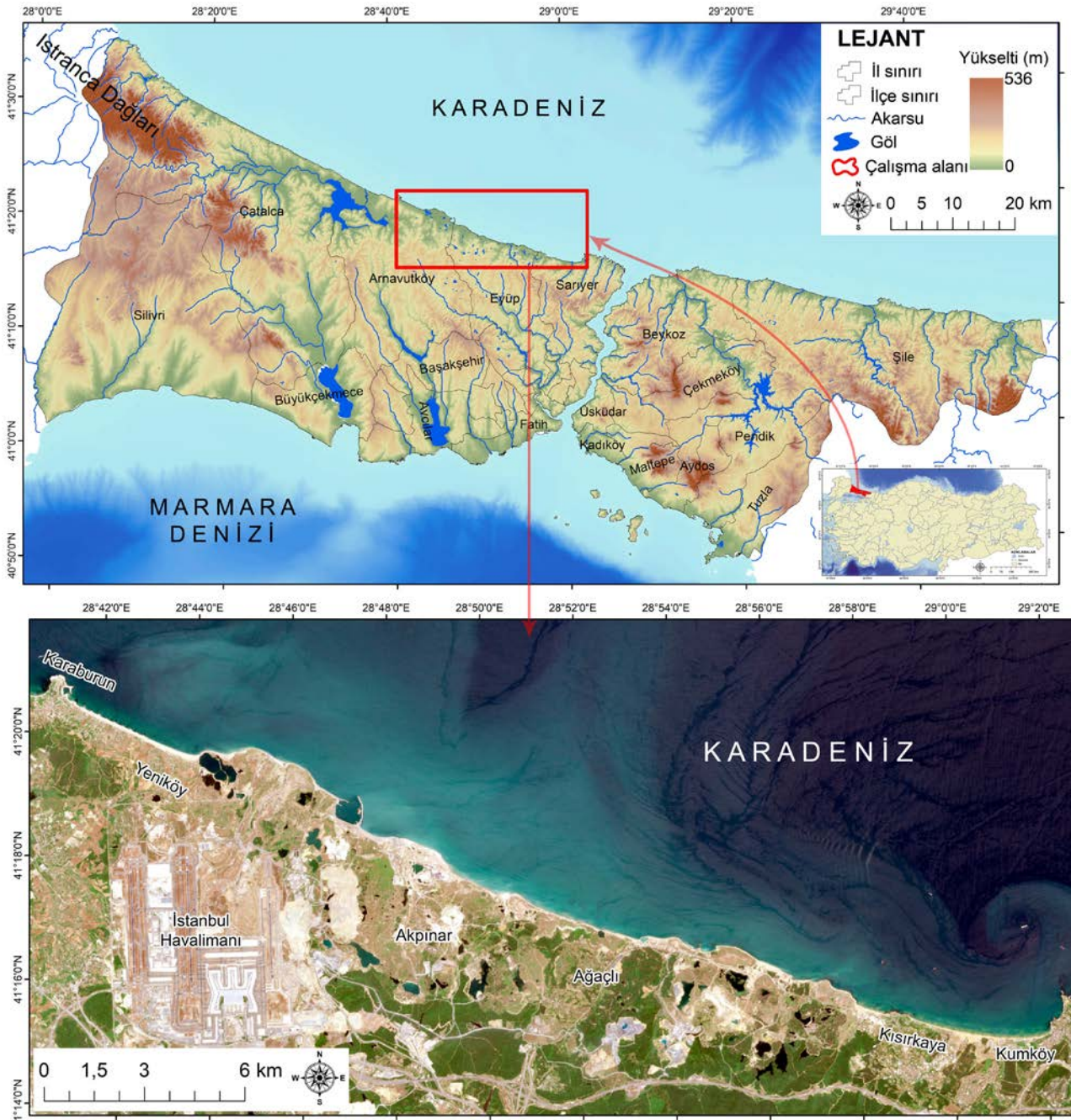
Çalışmanın veri setlerini, Harita Genel Müdürlüğü'nden temin edilen 1:25.000'lik topografya paftaları, Amerika Birleşik Devletleri, Jeoloji Araştırmaları Kurumu'ndan (United States Geological Survey, USGS) temin edilen Landsat multispektral uydu görüntüleri ve İstanbul Büyükşehir Belediyesi'nden (İBB) alınan 1970 yılına ait ortofoto görüntüleri oluşturmaktadır (Tablo 1 ve Şekil 2). 1975-2020 yılları arası 5'er yıllık ve 2023 yılına ait uydu görüntüleri USGS'den temin edilmiştir. Ayrıca altlık ve kontrol uydu görüntüsü olarak Copernicus üzerinden alınan 17.06.2024 tarihine ait Sentinel 2 MSI uydu görüntüsü de çalışmada kullanılmıştır. Yüksek çözünürlük sunan ve günümüze yakın zamandaki kıyı değişimleri incelemek için Google Earth Pro'dan alınan uydu görüntüleri de çalışmada materyal olarak kullanılmıştır.

Araştırmada ilk olarak kara alanı ve su yüzeyi ayrımı yapılarak kıyı çizgisi çıkarım işlemi uygulanmıştır (Şekil 3). 1970 yılı ortofotosundan manuel olarak kıyı çizgisi çıkarımı yapılmıştır. 1975-2023 yılları arasındaki multispektral uydu görüntüleri için Normalize Su Farkı İndisi (NDWI) kullanılmıştır. NDWI analizi aşağıdaki formül üzerinden uygulanmaktadır (McFeeters, 1996).

$$NDWI = \frac{(P_{green} - P_{NIR})}{(P_{green} + P_{NIR})}$$

Tablo 1: Çalışmada kullanılan uydu görüntüleri ve özellikleri / **Table 1:** Satellite images and their features used in the study.

Tarih	Uydu-Kaynak	Çözünürlük (m)	Bulutluluk (%)	Tarih	Uydu-Kaynak	Çözünürlük (m)	Bulutluluk (%)
15.06.1970	İBB	10	0	26.07.2000	Landsat TM	30	0,4
31.05.1975	Landsat MSS	90	1,2	06.06.2005	Landsat ETM	30	0,3
13.10.1980	Landsat MSS	90	2,8	08.09.2010	Landsat ETM	30	4,8
30.05.1985	Landsat TM	30	0,8	06.09.2015	Landsat OLI	30	2
13.06.1990	Landsat TM	30	0,1	01.07.2020	Landsat OLI	30	0
29.07.1995	Landsat TM	30	1,1	03.08.2023	Landsat OLI	30	0



Şekil 1: İnceleme sahasının lokasyon haritası ve Sentinel 2 MSI uydu görüntüsü (17.06.2024) / **Figure 1:** Location map of the study area and Sentinel 2 MSI satellite image (17.06.2024).

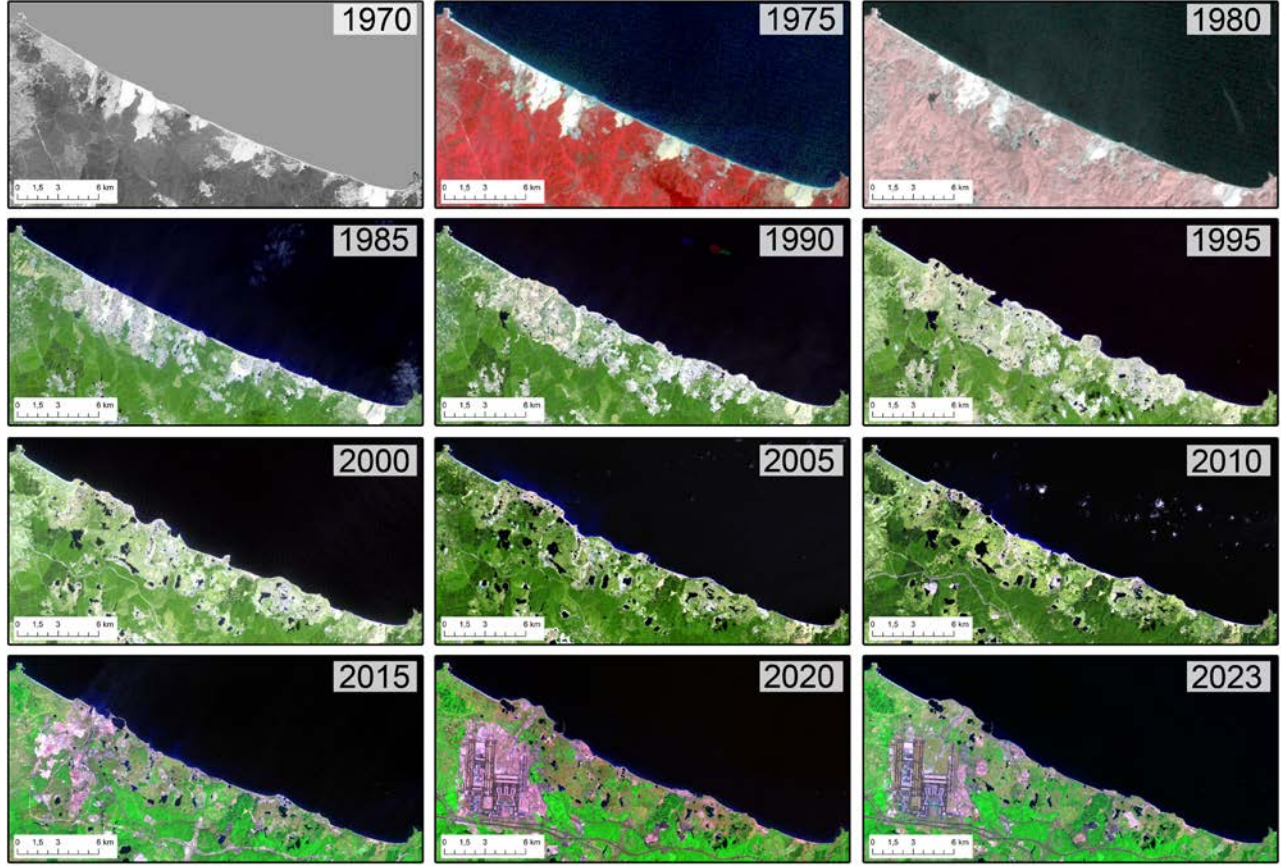
NDWI formülünde P_{green} yeşil (bant 3), P_{NIR} yakın kızılötesi bantları (bant 5) simgelemektedir (McFeeters, 1996). NDWI sonuçları daima 1 ile -1 arasında değer alır. Çalışmada eşik yöntemi kullanılarak 0,01 değeri ve üstündeki alanlar su yüzeyi olarak kabul edilmiştir (Pardo-Pascual vd., 2012; Hossain, 2021). Elde edilen eşik değeri ikili sınıflandırmasından sonra (kara ve su yüzeyi olarak) 213 kontrol noktası üzerinden her bir yılın uydu görüntüsü (bant kombinasyonu su yüzeyi olarak) temel alınmış ve doğruluk analizleri yapılmıştır (Tablo 2). Doğruluk analizleri belirlenen noktanın kontrol edilen uydu görüntüsü NDWI sonucuna göre su

olması (doğru) ve kara kütlesi olması (hatalı) şeklinde incelenmiş ve ayrıma göre doğruluk oranları hesaplanmıştır. Kontrol verileri doğruluk analizleri değerlerinin yüksek ve kıyı çizgilerinin kullanılabilir şekilde çıkarımın yapıldığının tespit edilmesinden dolayı çalışmada NDWI analizi kullanılmış, diğer su indisi analizlerinin kullanılmasına gerek görülmemiştir. NDWI analizi ve eşik yöntemi ile elde edilen raster veriler poligona çevrilmiş, bu veriler çizgi verisine dönüştürülerek her bir yıla ait kıyı çizgisi çıkarımı işlemi uygulanmıştır.

Çalışmada 12 farklı yıla ait kıyı çizgileri, ArcGIS 10.5 yazılımına eklenti olarak kurulan, USGS

ürünü, Sayısal Kıyı Çizgisi Analiz Sistemi (Digital Shoreline Analysis System-DSAS) aracı içerisindeki istatistiklerle analiz edilmiştir. Araştırmada DSAS V5.1 içerisinde yer alan Net Kıyı Çizgisi Hareketi (NSM-Net Shoreline Movement), Kıyı Çizgisi Değişim Limiti (SCE-Shoreline Change Envelope), Son Nokta Oranı (EPR-End Point Rate) ve Doğrusal Regresyon

Oranı (LRR-Linear Regression Rate) analizleri kullanılmıştır. Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridi için temel çizgi (baseline) en eski kıyı çizgisi (1970) üzerinden buffer tekniği ile oluşturulmuş ve deniz tarafında bırakılmıştır. Çalışmada profil (transect) aralığı 20 m olarak tercih edilmiş ve toplam 3367 transect kullanılmıştır.



Şekil 2: Çalışmada kullanılan ortofoto ve uydu görüntüleri / **Figure 2:** Satellite images and orthophoto used in the study.

Tablo 2: Uydu görüntüleri NDWI sonuçlarının doğruluk analizi / **Table 2:** Accuracy analysis of satellite imagery NDWI results.

Tarih	Uydu	D	H	O	Tarih	Uydu	D	H	O
15.06.1970	İBB	208	5	98	26.07.2000	Landsat	202	11	95
31.05.1975	Landsat	181	32	85	06.06.2005	Landsat	204	9	96
13.10.1980	Landsat	183	30	86	08.09.2010	Landsat	202	11	95
30.05.1985	Landsat	192	21	90	06.09.2015	Landsat	196	17	92
13.06.1990	Landsat	200	13	94	01.07.2020	Landsat	202	11	95
29.07.1995	Landsat	200	13	94	03.08.2023	Landsat	208	5	98

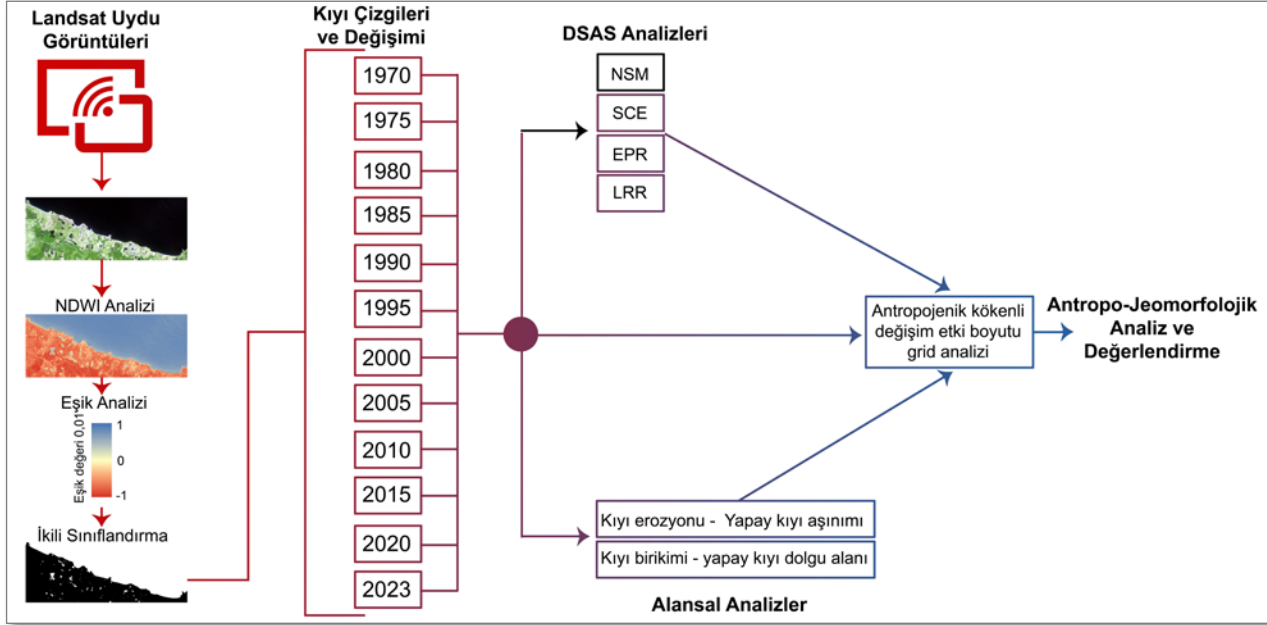
D: Doğru nokta sayısı, H: Hatalı nokta sayısı, O: Doğruluk oranı (%)

Araştırmada kullanılan DSAS aracındaki istatistiksel analizlerin her biri farklı formüllerle kıyı çizgisi üzerinden dönemlik ya da yıllık değişim verileri ortaya koymaktadır. NSM istatistiksel analizi, en eski ve en yeni tarihli kıyı çizgilerini temel alarak net değişim mesafesini hesaplamaktadır (Himmelstoss vd., 2018). SCE,

tüm kıyı çizgileri arasında belirlenen profil hattı üzerinden zamansal olarak toplam değişim mesafesini (değişimin en geniş limitini) ortaya koymaktadır (Kazı ve Karabulut, 2023). SCE analizinde, zamansal olarak iki kıyı şeridi arasındaki toplam değişim mesafesinin işareti belirsiz olduğundan, sonuç değeri her zaman

pozitifdir. EPR, en eski ve en son kıyı çizgisi hareketi arasındaki mesafenin, iki kıyı çizgisi arasındaki zamana bölünmesiyle hesaplanır (Himmelstoss vd., 2018). LRR analizi, profil (transect) hattındaki tüm kıyı çizgisi noktalarına en küçük kareler regresyonunun uygulanmasıyla belirlenir (Himmelstoss vd., 2018). EPR ve LRR

sonuçları kıyı çizgisi ilerlemesi ve gerilemesini yıllık olarak m cinsinden ifade eder. LRR analizinde belirsizlik değeri ele alınarak doğrusal bir trend ortaya konulur ve kıyı çizgisi değişiminin yıllık verilerinde sonuçlar en az hatayla açıklanır (Baig vd., 2020).



Şekil 3: Araştırmanın iş-akış şeması / **Figure 3:** Workflow diagram of the research.

Çalışmada, DSAS aracındaki istatistiksel analizlerden sonra her ardışık dönem ve 1970-2023 arası dönemdeki kıyı erozyonu-yapay kıyı aşınımı ve kıyı birikimi-yapay kıyı dolgu alanları ArcGIS 10.5 yazılımında geoprocessing-union tekniği ile kantitatif ve mekânsal olarak tespit edilmiştir. Daha sonra meydana gelen kıyı değişimlerinin kaynağının antropojenik ve doğal süreçlerle ilişkili durumu uydu görüntüleri üzerinden değişim verileri ile tekrar analiz edilmiştir. Antropo-jeomorfolojik analiz kapsamında 1970-2023 yılları arasındaki bütün dönemlerde meydana gelen kıyı değişim alanı polygon olarak belirlenmiş, daha sonra bu alan 100x100 m'lik karelere ayrılmış, gridler içerisindeki değişim verisi derecelendirilmiştir. Sınıflandırma için her dönemdeki kıyı değişimleri doğal ve antropojenik süreç olarak sınıflandırılmıştır. Yapılan işlem ile grid içerisinde oransal olarak antropojenik kaynaklı meydana gelen değişim sınıfı kategorilendirilmiştir (Tablo 3). Sınıflandırma kriterleri için daha önce yapılmış antropojenik jeomorfoloji çalışmaları temel alınmıştır (Szabó vd., 2010; Price vd., 2011; Brandolini vd., 2019;

Tarolli vd., 2019; Turoğlu, 2019; Xiang vd., 2019; Cao vd., 2020; Yasir, 2021; Uzun, 2021; Wu vd., 2022). Elde edilen sınıflandırma sonuçları, kıyıdağı değişimlerin antropojenik jeomorfoloji koşulları açısından dağılımlarını ve etki düzeyini ortaya koymuştur.

Tablo 3: Antropojenik kökenli jeomorfolojik değişim yoğunluğunun grid analiz için sınıflandırması.

Table 3: Classification of anthropogenic geomorphological change intensity for grid analysis.

Katsayı Değeri	Grid içerisindeki antropojenik etki oranı (%)	Antropojenik Kökenli Jeomorfolojik Değişim Yoğunluğu
1	0-19	Yok ya da çok düşük
2	20-39	Düşük
3	40-59	Orta
4	60-79	Yüksek
5	80-100	Çok yüksek

Not: Tablodaki sınıflandırma, Szabó vd., 2010; Price vd., 2011; Brandolini vd., 2019; Tarolli vd., 2019; Turoğlu, 2019; Xiang vd., 2019; Cao vd., 2020; Yasir, 2021; Uzun, 2021; Wu vd., 2022 çalışmalarından yararlanılarak oluşturulmuştur.

3. BULGULAR

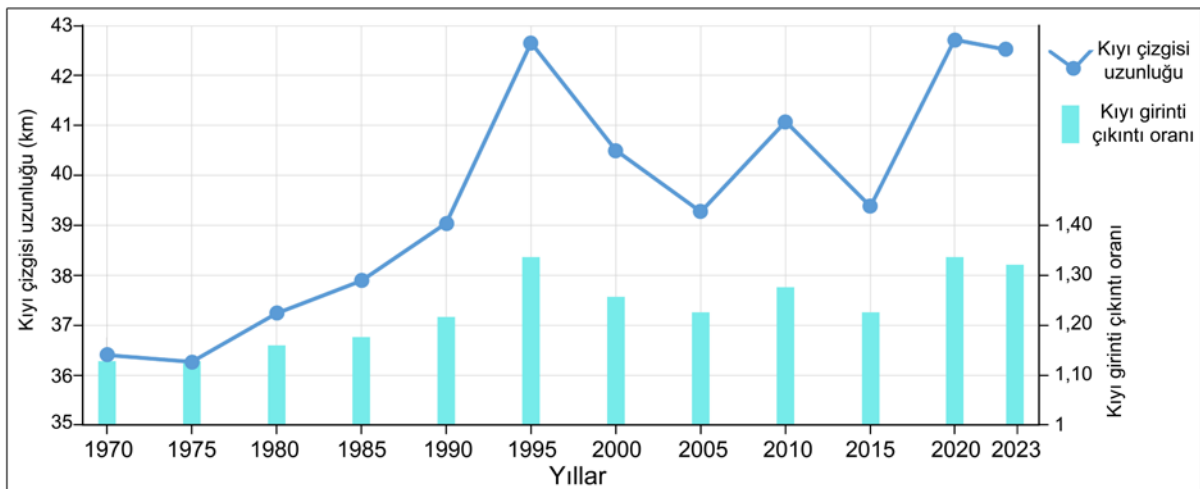
3.1. Karaburun-Kumköy Arasındaki Kıyı Çizgisi Değişimlerinin DSAS ile Analizi

Araştırmada ilk olarak uydu görüntüleri üzerinden yapılan NDWI analizi ile inceleme sahası kapsamındaki kıyının çizgisel uzunluğu ve kıyı girinti-çıkıntı oranı tespit edilmiştir (Şekil 4 ve Şekil 5). Kıyı çizgisi uzunlukları, 1970'de 36,4 km, 1975'de 36,2 km, 1980'de 37,2 km, 1985'de 37,8 km, 1990'da 39 km, 1995'de 42,6 km, 2000'de 40,5 km, 2005'de 39,2 km 2010'da 41,1 km, 2015'de 39,3 km, 2020'de 42,7 km ve 2023'de 42,5 km olarak hesaplanmıştır (Şekil 5). Elde edilen bulgular, 1970 yılında kıyı çizgisi uzunluğunun 36,4 km iken %16,8 artış göstererek 2023 yılında 42,5 km olduğunu

ortaya koymuştur. Dönemsel olarak kıyı çizgisi uzunlukları, 1970 yılından 1995 yılına kadar artış göstermiş, daha sonra kıyı çizgisi uzunluğunda dönemsel olarak farklılıklar saptanmıştır. Kıyı çizgisi uzunluğunun 53 yıllık periyotta ve kısa ardışık dönemler arasında değişmesi, kıyının morfolojik görünümünün değiştiğini, girinti-çıkıntı yapısının farklılaştığını kantitatif olarak ortaya koymaktadır. Bu bakımdan dönemler arası kıyı çizgisi uzunluğu üzerinden yapılan kıyı girinti-çıkıntı oranı analizi de benzer sonuçlar ortaya koymuştur. Bu sonuçlara göre 1970 (1,13) yılından 1995 (1,33) yılına kadar kıyının girinti-çıkıntı oranı artmış, daha sonra azalma eğilimi göstermiş 2015 (1,22) yılından 2023 (1,32) yılına doğru tekrar artış yaşanmıştır (Şekil 5).



Şekil 4: İnceleme sahasında yıllara göre kıyı çizgileri / Figure 4: Coastlines in the study area according to years.



Şekil 5: İnceleme sahasında 1970-2023 arasındaki kıyı çizgisi uzunluğu ve kıyı girinti-çıkıntı oranı değişimi.

Figure 5: Changes in the coastline length and coastal indentation ratio between 1970-2023 in the study area.

Araştırmada 1970-2023 arası uzun dönem kıyı çizgileri DSAS aracındaki NSM, SCE, EPR ve LRR

istatistikleri ile analiz edilmiştir. 1970-2023 yılları arasındaki 12 farklı kıyı çizgisi üzerinden

yapılan NSM analizine göre kıyı çizgisi ortalama 181,94 m, maksimum 1189,92 m ve minimum -688,4 m değişim göstermiştir (Tablo 4). SCE analizine göre ortalama 513,53 m, maksimum 1360,94 m ve minimum 8,09 m kıyı çizgisi değişimi yaşanmıştır. EPR'ye göre kıyı çizgisi

yıllık değişimi kapsamında ortalama 3,42 m/yıl, maksimum 22,39 m/yıl ve minimum -12,96 m/yıl değerleri tespit edilmiştir. LRR analizine göre kıyı çizgisi ortalama 3,36 m/yıl, maksimum 25,34 m/yıl ve minimum 14,59 m/yıl değişim değerine sahiptir (Tablo 4).

Tablo 4: 1970-2023 yılları arasındaki kıyı çizgilerinin DSAS analizi sonuçları / **Table 4:** Results of DSAS analysis of coastlines between 1970-2023.

NSM (m)			SCE (m)		
Ortalama	Maksimum	Minimum	Ortalama	Maksimum	Minimum
181,94	1189,82	-688,4	513,53	1360,94	8,09
EPR (m/yıl)			LRR (m/yıl)		
Ortalama	Maksimum	Minimum	Ortalama	Maksimum	Minimum
3,42	22,39	-12,96	3,36	25,34	-14,59

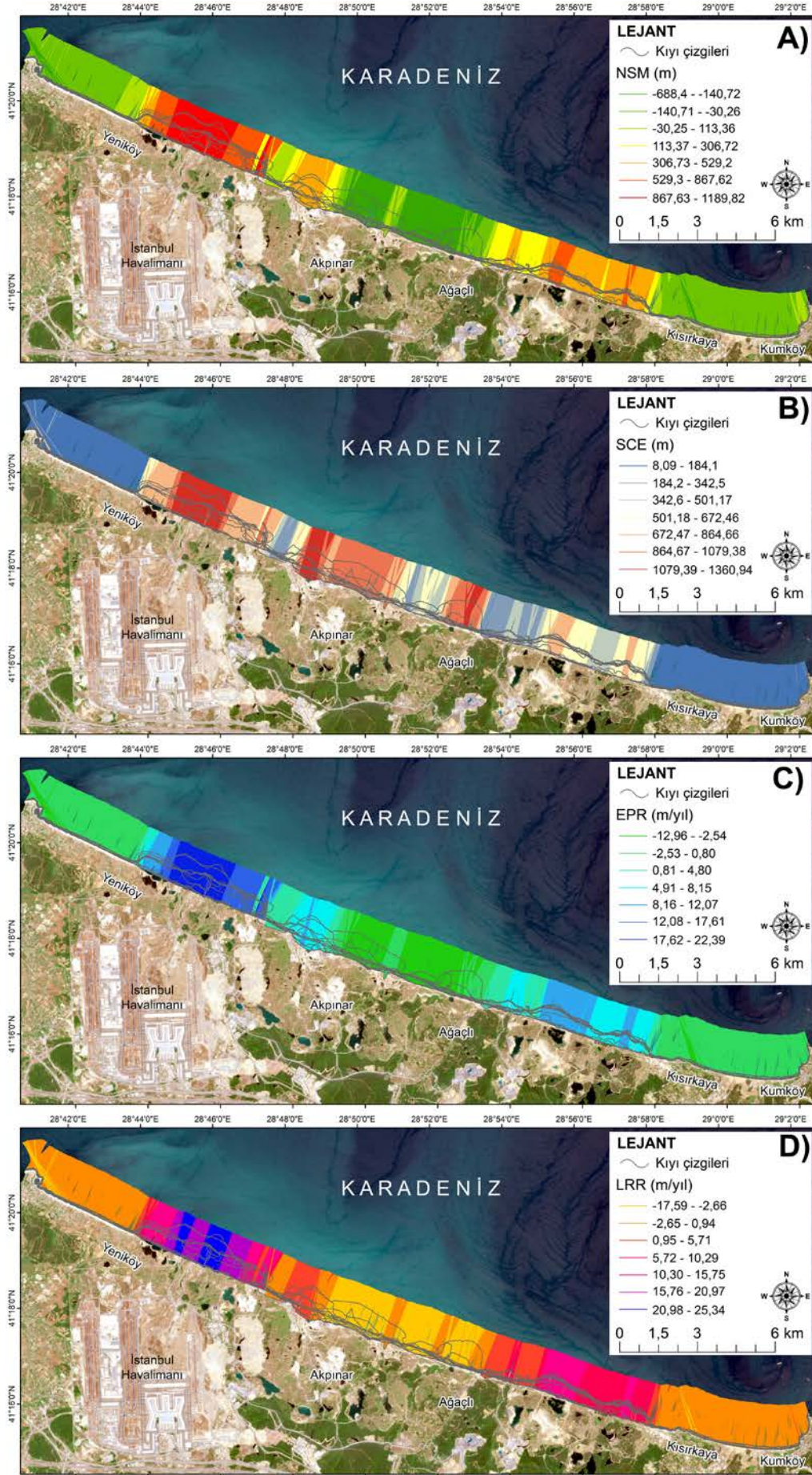
İnceleme sahasında 1970-2023 arasındaki uzun dönemli periyotta kıyı çizgisi değişimlerinin DSAS aracında yer alan NSM, SCE, EPR ve LRR analiz sonuçları mekânsal dağılışı açısından bazı farklılıkları göstermektedir (Şekil 6). Bu bakımdan NSM'ye göre kıyı ilerlemesinin meydana geldiği sahaları Yeniköy-Akpınar kıyı şeridi oluşturmaktadır. Bu alanda 1000 m ve üzerinde kıyı çizgisi ilerlemesi tespit edilmiştir. Diğer kıyı çizgisi ilerlemesinin olduğu alanı Ağaçlı-Kısırkaya sahili oluşturmaktadır. Bu kıyılarda 113-867 m arasında kıyı çizgisi ilerlemesi tespit edilmiştir. Karaburun-Yeniköy, Akpınar-Ağaçlı ve Kısırkaya-Kumköy arası kıyılarda ise NSM analizine göre kıyı erozyonunun olduğu saptanmıştır.

SCE analizine göre Yeniköy-Kısırkaya arasındaki inceleme sahasının büyük bölümü oluşturan kıyı şeridinde 500-1300 m arasında (muhtelif dar kıyı şeritleri hariç) büyük boyutlu kıyı değişimleri yaşanmıştır. Karaburun-Yeniköy ve Kısırkaya-Kumköy kıyılarındaki ise değişim boyutu 100 m'nin oldukça altında olduğu saptanmıştır (Şekil 6). Arazi çalışmaları, uydu görüntüleri analizleri ve elde edilen bulgulardan Yeniköy-Kısırkaya arasındaki büyük boyutlu değişimlerin meydana geldiği sahadaki süreçlerin kökeninin madencilik faaliyeti olarak antropojenik kaynaklı olduğu saptanmıştır. Bu durum, belirtilen sahada antropojenik jeomorfoloji koşullarının yaşandığını, kıyıda yapay olarak birikim dolgu alanlarının olduğunu ve bazı kıyılarda ise yapay kıyı aşındırmasının meydana geldiğini göstermektedir.

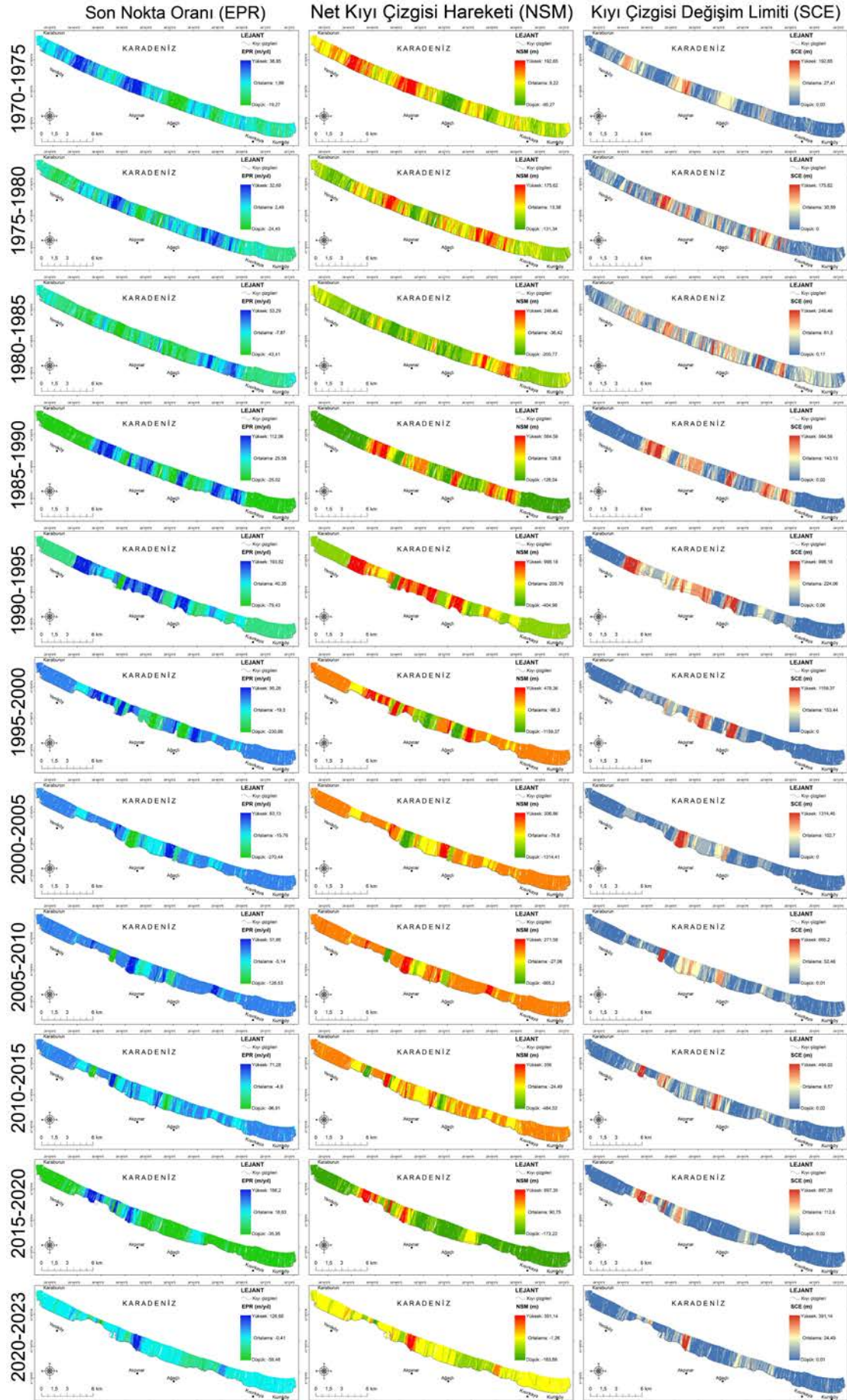
EPR'ye göre kıyı çizgisi ilerlemesi şeklinde meydana gelen değişimlerin Yeniköy sahilinin

batısında ve Ağaçlı-Kısırkaya sahil şeridinde olduğu saptanmıştır. EPR analizine göre yıllık olarak meydana gelen kıyı çizgisi gerilemesi şeklindeki değişimler, Karaburun-Yeniköy, Akpınar-Ağaçlı ve Kısırkaya-Kumköy arasında tespit edilmiştir. LRR analizine göre yıllık meydana gelen kıyı çizgisi değişimlerin maksimum değerini oluşturan (15-25 m/yıl) sahalar Yeniköy-Akpınar arasındadır. Ağaçlı-Kısırkaya arasında ise 1-15 m arasında yıllık kıyı çizgisi değişim verisi tespit edilmiştir. İnceleme sahasının diğer kıyılarındaki değişimler LRR analizinde de kıyı çizgisi gerilmesi şeklindedir.

İnceleme sahasında 1970-2023 yılları arasında 12 farklı tarihe at kıyı çizgileri üzerinden yapılan DSAS analiz sonuçları kantitatif, çizgisel ve mekânsal olarak kıyı değişimlerini ortaya koymuştur. Ancak kıyı ve gerisindeki topografya da özellikle madencilik faaliyeti nedeniyle meydana gelen antropojenik kaynaklı jeomorfolojik değişimlerin boyutları dönemsel olarak oldukça farklılık göstermiştir. Bu nedenle ardışık dönemler olarak DSAS analizleri uygulanmıştır (Tablo 5 ve Şekil 7). Karaburun-Kumköy arasındaki kıyı şeridinin ardışık dönemlerdeki kıyı çizgisi değişimleri NSM analizi ile incelendiğinde, ortalama değerler açısından 5 dönem kıyı çizgisi ilerlemesinin, 6 dönem kıyı çizgisi gerilemesinin baskın olduğu saptanmıştır. Ortalama değerlerdeki kıyı ilerlemesi şeklindeki değişimler maksimum değer açısından 1990-1995 (205,76 m), 1985-1990 (128,9 m) ve 2015-2020 (90,75 m) dönemlerinde meydana gelmiştir (Tablo 5).



Şekil 6: 1970-2023 yılları arasındaki kıyı çizgilerinin DSAS analizi A) NSM, B) SCE, C) EPR ve D) LRR / **Figure 6:** DSAS analysis of coastlines between 1970-2023 A) NSM, B) SCE, C) EPR and D) LRR.



Şekil 7: Kıyı çizgilerinin dönemsel olarak DSAS analizleri (NSM, SCE ve EPR) / **Figure 7:** Periodic DSAS analyses of coastlines (NSM, SCE and EPR).

Çalışmada, NSM analizindeki maksimum ve minimum değerler, kıyı çizgisi değişiminin dönemler arasında mesafe, jeomorfolojik süreç ve yön açısından oldukça farklılıklar ortaya koyduğunu göstermiştir. NSM'nin maksimum değerlerinde kıyı çizgisinin en yüksek değişim gösterdiği dönemleri 1990-1995 (998,18 m),

2015-2020 (897,35 m) ve 1985-1990 (564,58 m) oluşturmaktadır. Periyotlar arasındaki NSM analizi minimum değerlerindeki pik dönemleri 2000-2005 (-1314,41 m), 1995-2000 (-1159,37 m) ve 2005-2010 (-665,2 m) oluşturmaktadır (Tablo 5).

Tablo 5: İnceleme sahası kıyı çizgilerinin dönemsel olarak DSAS analizi sonuçları / **Table 5:** Results of periodic DSAS analysis of the shorelines of the study area.

Dönemler	NSM (m)			SCE (m)			EPR (m/yıl)		
	Ort	Max	Min	Ort	Max	Min	Ort	Max	Min
1970-1975	9,22	192,65	-95,57	27,41	192,65	0,03	1,86	38,85	-19,27
1975-1980	13,38	175,62	-131,34	30,59	175,62	0	2,49	32,69	-24,45
1980-1985	-36,42	246,46	-200,77	61,5	246,46	0,17	-7,87	53,29	-43,41
1985-1990	128,9	564,58	-126,04	143,15	564,58	0,02	25,58	112,06	-25,02
1990-1995	205,76	998,18	-404,96	224,06	998,18	0,06	40,35	193,82	-79,43
1995-2000	-98,3	478,36	-1159,37	153,44	1159,37	0	-19,5	95,26	-230,86
2000-2005	-76,6	306,86	-1314,41	102,7	1314,46	0	-15,76	63,13	-270,44
2005-2010	-27,06	271,58	-665,2	52,46	665,2	0,01	-5,14	51,66	-126,53
2010-2015	-24,49	356	-484,02	48,57	484,02	0,02	-4,9	71,28	-96,91
2015-2020	90,75	897,35	-173,22	112,6	897,35	0,02	18,83	186,2	-35,95
2020-2023	-1,26	391,14	-183,66	24,49	391,14	0,01	-0,41	126,68	-59,48

Ort: Ortalama, Max: En yüksek, Min: En düşük

Dönemsel olarak kıyı çizgilerinde SCE analizine göre en yüksek kıyı değişiminin 2000-2005 döneminde 1314,46 m olarak gerçekleştiği saptanmıştır. Daha sonra ise 1995-2000 (1159,37 m), 1990-1995 (998,18 m) ve 2015-2020 (897,35 m) dönemleri değişimin en yüksek mesafedeki periyotlarını oluşturmaktadır. SCE analizine göre 1970-1985 arasındaki 3 periyotta değişim boyutu mesafe açısından diğer dönemleri göre oldukça azdır. Ayrıca uydu görüntüleri üzerinden yapılan incelemeler, belirtilen 3 dönemde kıyıda doğal jeomorfolojik süreçlerin etken olduğunu göstermektedir. 1985 yılından sonra kıyı ve hinterlandında yapılan açık yüzey madenciliği, hafriyat çalışmaları kıyı da büyük boyutlu çizgisel değişimlerin yaşanmasına sebebiyet vermiştir. Bu durumdan dolayı kıyı çizgisinde meydana gelen büyük boyutlu değişimler, 1985 yılından sonraki dönemlerde Yeniköy-Kısırkaya arasında yoğunlaşmıştır. Ayrıca dönemsel olarak yapılan NSM, SCE ve EPR analizlerinden elde edilen bulgular Yeniköy-Kısırkaya arasında yoğun antropojenik süreçlerle kıyı dolgu alanlarının oluşturulduğu ve kıyı çizgisinin ilerlediği (1985-1990, 1990-1995, 2015-2020), daha sonra yapay aşındırma-kazma işlemleri ile kıyı çizgisinde bazı dönemler (1995-2000, 2000-2005, 2005-2010) gerilemenin olduğu

saptanmıştır (Tablo 5 ve Şekil 7). Dönemsel olarak EPR analiz verilerine göre ortalama yıllık kıyı çizgisi değişimi 5 dönem kıyı ilerlemesi ve 6 dönem kıyı gerilemesi olarak gerçekleşmiştir. Ortalama değerler açısından 1990-1995 döneminde 40,35 m/yıl, 1995-2000 döneminde ise -19,5 m/yıllık değişimlerin olduğu saptanmıştır.

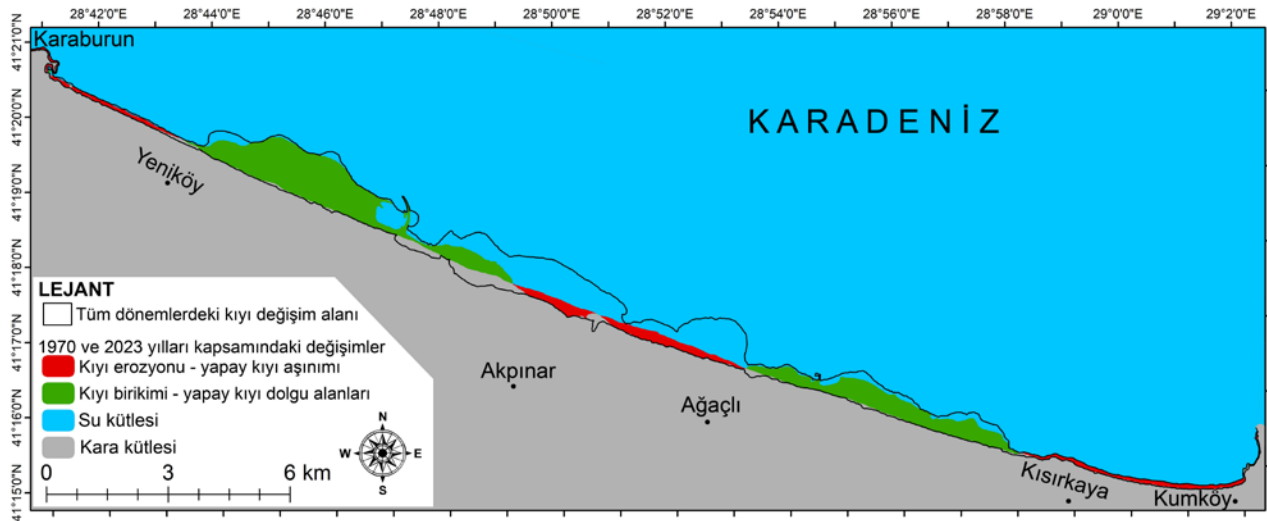
3.2. Karaburun-Kumköy Arasındaki Kıyı Değişimlerinin Alansal Analizi

Karaburun-Kumköy arasında meydana gelen kıyı değişimleri alansal olarak 1970-2023 arası uzun dönemli ve bu periyotta 5'er yıllık ardışık dönemler şeklinde kıyı erozyonu-yapay kıyı aşınımı ve kıyı birikimi-yapay kıyı dolgu alanları olarak analiz edilmiştir. 1970-2023 yılları arası uzun dönemli kıyı değişim analizine göre kıyıda 7,42 km² (%80) kıyı birikimi- yapay kıyı dolgu alanları, 1,79 km² (%20) kıyı erozyonu- yapay kıyı aşınımının meydana geldiği tespit edilmiştir. Uzun dönemli olarak Yeniköy-Akpınar ve Ağacli-Kısırkaya arasında antropojenik kökenli yapay kıyı dolgu alanları oluşturulmuştur (Şekil 8). Akpınar-Ağacli arasında ise yapay kıyı aşınım faaliyetlerinin olduğu saptanmıştır. İnceleme sahasının batısı ve doğusunda ise doğal kıyı jeomorfolojisi süreçleri ile 53 yıllık dönemde kıyı erozyonunun

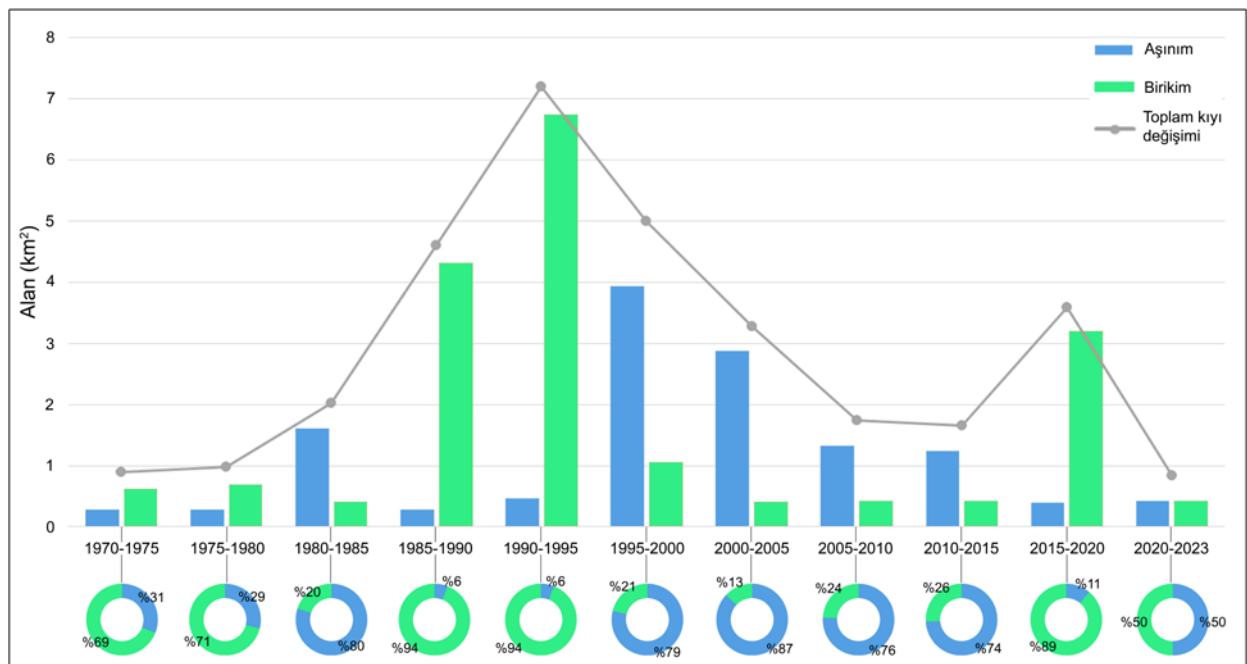
olduğu tespit edilmiştir. Ancak dönemsel olarak kıyıdaki alansal değişimlerin kantitatif değerleri, boyutları, mekânsal dağılışı ve etken süreçleri farklılıklar göstermiştir (Şekil 9 ve 10).

Kıyıda meydana gelen toplam alansal değişim miktarının en fazla olduğu dönemler 1990-1995 (7,19 km²), 1995-2000 (4,99 km²), 1985-1990 (4,6 km²) ve 2015-2020 (3,59 km²)'dir. Kıyıdaki toplam alansal değişimin en az olduğu dönemler 2020-2023, 1970-1975 ve 1975-1980 dönemleridir (Şekil 9 ve 10). 1970-1975, 1975-1980 dönemlerinde kıyı birikimi daha fazla alan kaplarken, 1980-1985 yılında kıyı aşınımının daha fazla alan kapladığı tespit edilmiştir. 1985-1990 döneminden itibaren kıyı ve

gerisindeki madencilik faaliyetlerinin jeomorfolojik görünüm üzerindeki etkisinin artması kıyıdaki alansal değişimleri de etkilemiştir. 1985-1990 ve 1990-1995 dönemlerinde kıyı birikimi-yapay kıyı dolgu alanı sahaları yaşanan değişimin %94'ünü meydana getirmektedir. 1995-2015 arasındaki 4 farklı dönemde ise kıyı erozyonu-yapay kıyı aşınımı kantitatif değerlerinin daha fazla olduğu tespit edilmiştir. 2015-2020 döneminde kıyı birikimi sahalarının daha fazla olduğu, 2020-2023 döneminin diğer dönemlerden süre açısından daha kısa olması kaynaklı olarak alansal değişim türlerinin eşit olduğu saptanmıştır.



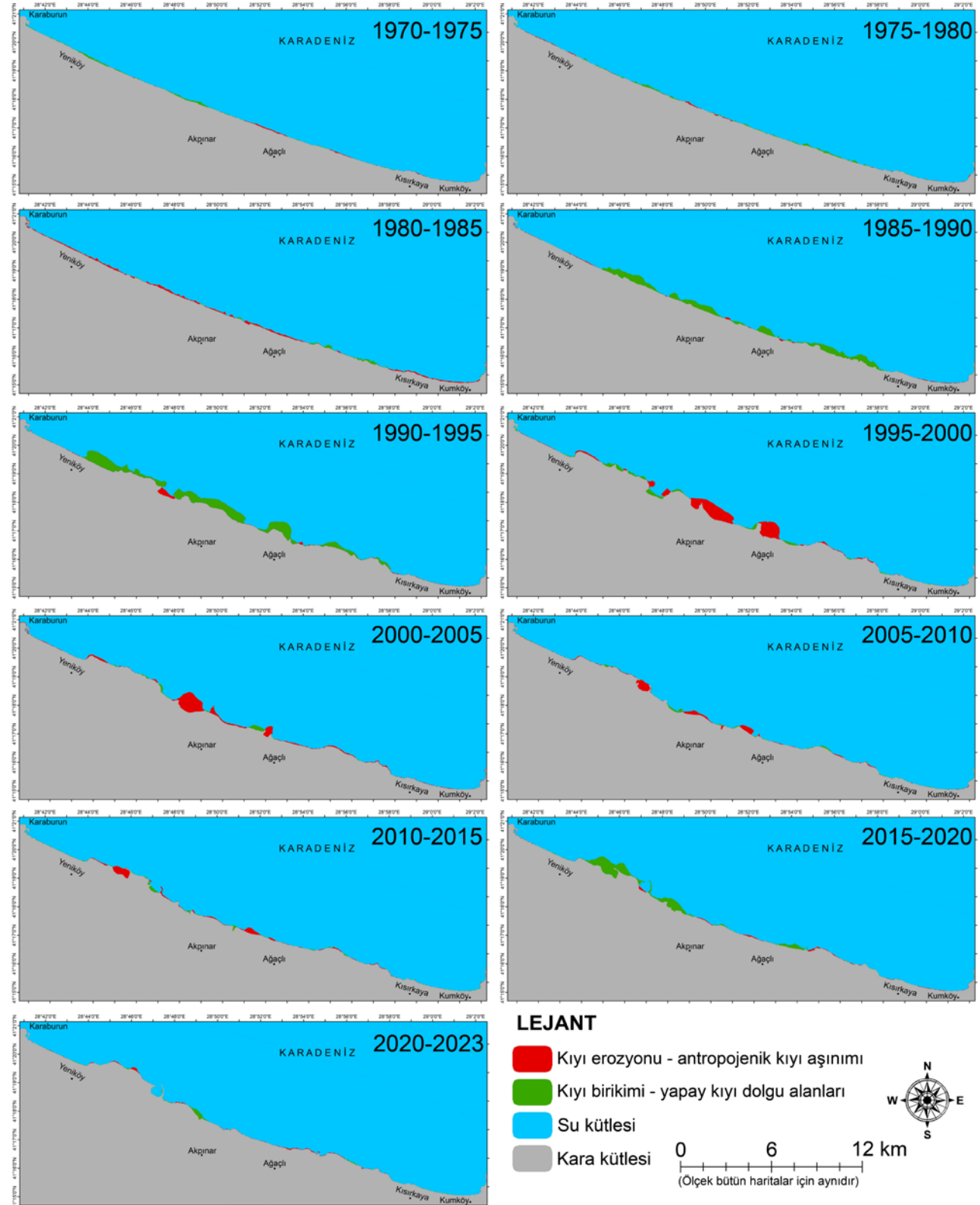
Şekil 8: Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinde 1970-2023 yılları arası alansal kıyı değişimi / **Figure 8:** Areal coastal change in the Karaburun-Kumköy coastline between 1970-2023.



Şekil 9: Dönemsel olarak meydana gelen alansal kıyı değişimlerinin kantitatif değerleri / **Figure 9:** Quantitative values of periodically occurring areal coastal changes.

Dönemsel olarak yapılan kıyı alanı değişim analizlerine göre 5 dönem kıyı aşınımı, 5 dönem kıyı birikimi oransal olarak daha fazla olduğu saptanmıştır (şekil 10). 2020-2023 döneminde ise alansal değişimin eşit olduğu tespit

edilmiştir. 1985-1990 ve 1990-1995 dönemlerinde % 94 oranında kıyı birikimi-yapay kıyı dolgu alanı, 2000-2005 döneminde ise % 87 oranında kıyı erozyonu-yapay kıyı aşınımı meydana gelmiştir.



şekil 10: Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinin dönemsel olarak alansal kıyı değişimi analizi / **Figure 10:** Periodic areal coastal change analysis of the Karaburun-Kumköy coastline.

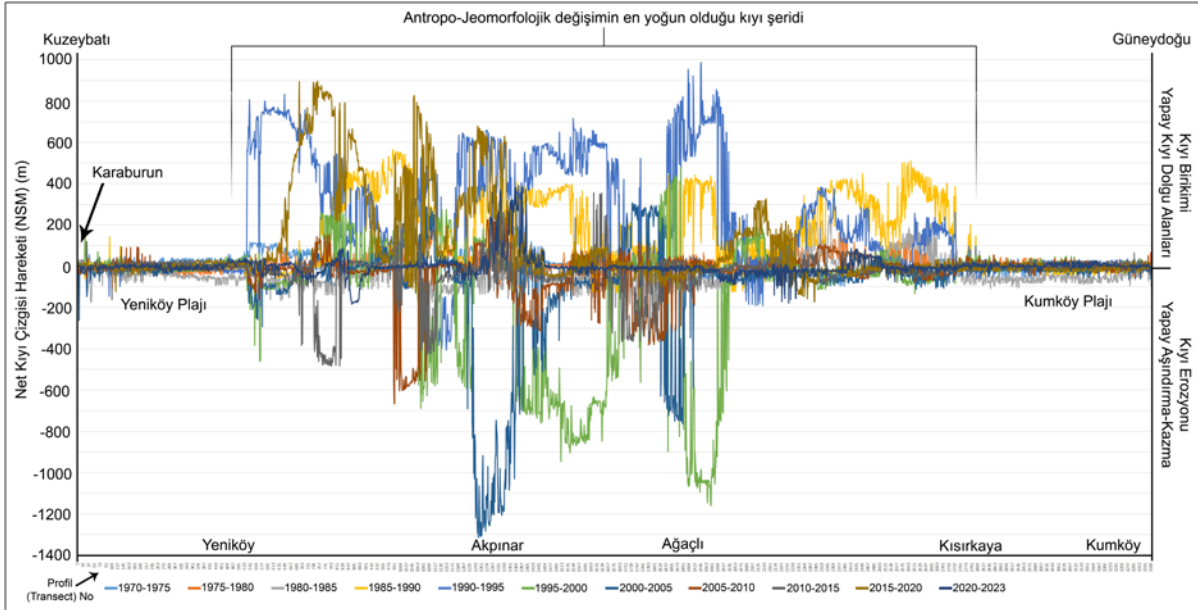
3.3. Karaburun-Kumköy Arasındaki Kıyı Değişimlerinin Antropo-Jeomorfolojik Analizi

Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinde antropo-jeomorfolojik analizler için ilk olarak dönemsel NSM analiz sonuçlarının maksimum ve minimum değerleri ile dağılımları incelenmiştir. NSM analizi maksimum ve minimum değerlerinin tamamı, bütün dönemlerde,

Yeniköy-Ağaçlı arasındaki kıyıda meydana gelmiştir (Şekil 11 ve 12). Bu bakımdan bu sahada dönemsel olarak madencilik faaliyetleri kapsamında yapılan yapay kıyı dolgu birikimi ve yapay kıyı kazma-aşındırma işlemleri, kıyıda antropo-jeomorfolojik süreçlerin oldukça yoğun yaşandığını ortaya koymaktadır (Şekil 12).



Şekil 11: Dönemlerdeki maksimum ve minimum NSM sonuçlarının dağılışı / **Figure 11:** Distribution of maximum and minimum NSM results in periods.



Şekil 12: Bütün dönemlerdeki NSM verilerinin grafik gösterimi / **Figure 12:** Graphical representation of NSM data for all periods.

Dönemsel DSAS analizi sonuçlarından NSM'nin maksimum ve minimum verilerine göre özellikle Yeniköy-Ağaçlı arasında kıyıda alansal ve çizgisel olarak jeomorfolojik değişimler yaşanmıştır (Şekil 12). Kıyı çizgisi değişim mesafesi bazı dönemlerde 1000 m ilerlemiş (1990-1995) ancak ardışık olarak bir sonraki dönemde 1300 m'lik kıyı gerilemesi yaşanmıştır. İnceleme sahasının belirtilen kıyı kesiminde meydana gelen değişimin temel kökeni

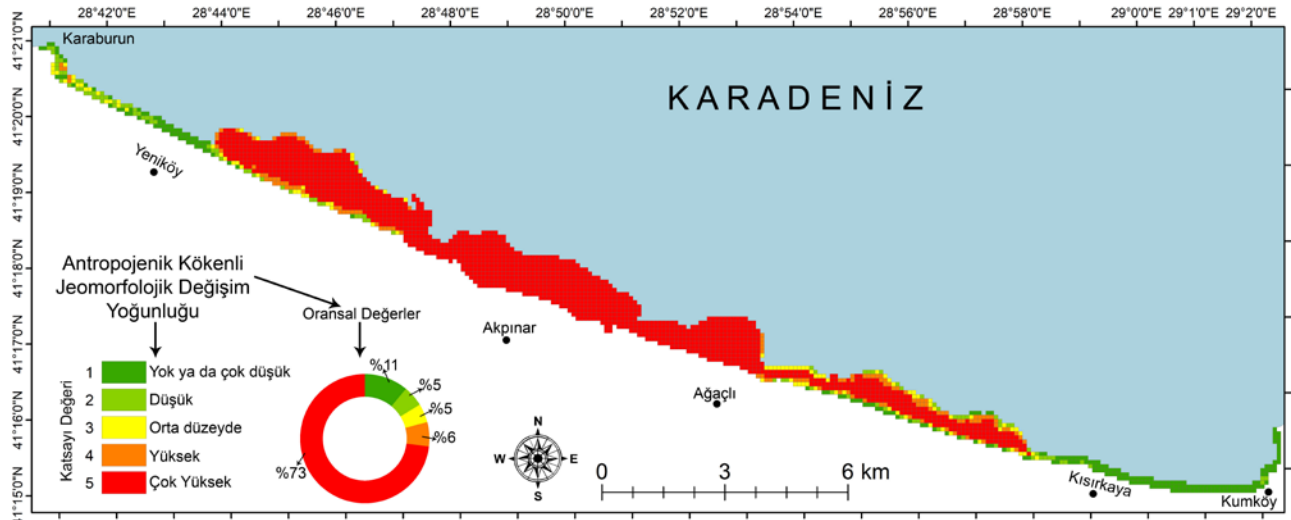
antropojenik faaliyetler olup özellikle açık madencilik nedeniyle bazı dönemler kıyı doldurulmuş, daha sonra yapay olarak kazılmış ve aşındırılmıştır. Bu durum kıyının kara ve deniz zonunda çizgisel ve alansal olarak değişiminin yanında, jeomorfolojik, batimetrik, hidrografik ve ekolojik olarak değişmesine ve değişimlerin dönemsel olarak oldukça farklılıklar göstermesine neden olmuştur (Fotoğraf 1 ve 2).



Fotoğraf 1: Yeniköy plajı doğusundaki kıyı değişimleri / **Photo 1:** Coastal changes in the east of Yeniköy beach.

Karaburun-Kumköy arası kıyı bölgesindeki değişimlerin çizgisel ve alansal sonuçları ile değişimin etken nedeni olarak doğal ve antropojenik kapsamda analiz edilmiş, karelaj (100x100 m) içerisindeki baskın kökene göre sınıflandırma yapılmıştır. Böylece değişimlerin olduğu kıyı zonunda antropojenik kökenli jeomorfolojik değişim yoğunluğu düzeyi tespit edilmiştir. Zamansal ve mekânsal olarak

meydana gelen kıyı değişimlerinin antropo-jeomorfolojik analiz sonuçlarına göre incelenen kıyının, %73'ünde çok yüksek, % 6'sında yüksek % 5'in orta ve % 5'in çok düşük antropojenik kökenli jeomorfolojik değişimler olduğu saptanmıştır (Şekil 13). İncelenen kıyı şeridinin sadece %11'inde doğrudan antropojenik kökenli değişimlerin olmadığı ya da çok düşük düzeyde olduğu görülmüştür.



Şekil 13: Karaburun-Kumköy arasında 1970-2023 yılları arası değişim yaşanan kıyı alalarının antropojenik kökenli jeomorfolojik değişim yoğunluğu analizi / **Figure 13:** Analysis of the intensity of geomorphological change of anthropogenic origin in the coastal areas between Karaburun and Kumköy that experienced changes between 1970 and 2023.

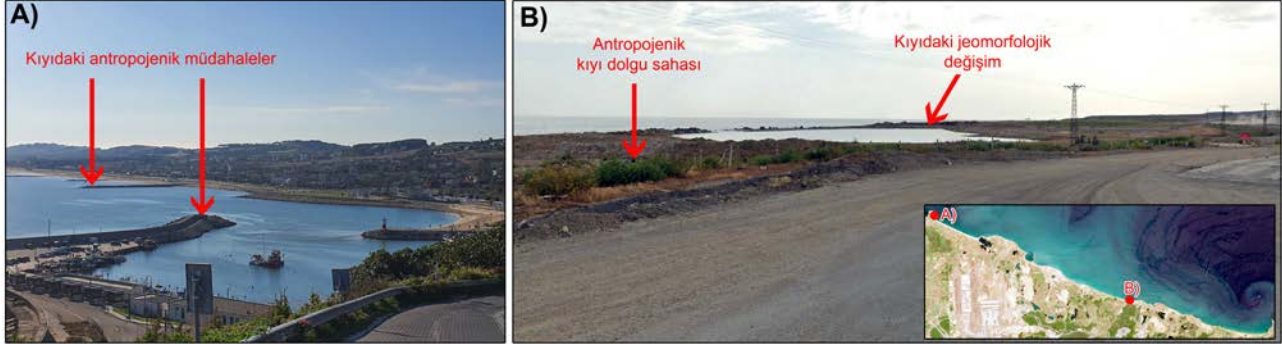
Antropo-jeomorfolojik kıyı değişim analiz verilerine göre Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinin % 89'unda farklı boyutlarda ve zamanlarda mutlaka antropojenik kökenli kıyı jeomorfolojisi değişimleri yaşandığı tespit edilmiştir. Karaburun-Yeniköy arasında liman, mendirek ve plaj düzenlemesi ile düşük-orta düzeyde antropojenik etkenli kıyı değişimleri yaşanmıştır (Fotoğraf 2). Yeniköy plaj bitimi ile Kısırkaya plaj başlangıç sahası arasında ise 1980'den 2023 yılına kadar tamamen antropojenik (özellikle madencilik) kökenli olarak kıyı topografyası değiştirilmiştir. Belirtilen kıyı şeridinde yapay kıyı birikim-dolgu ve yapay kıyı aşınım (kazma) işlemleri

yapılmıştır (Şekil 13 ve 15). Kısırkaya-Kumköy arasındaki plajlı kıyı sahasında ise doğrudan antropojenik müdahale tespit edilmemiştir ve bu kıyı şeridinde doğal dinamik kıyı jeomorfoloji süreçlerinin gerçekleştiği saptanmıştır (Şekil 16).

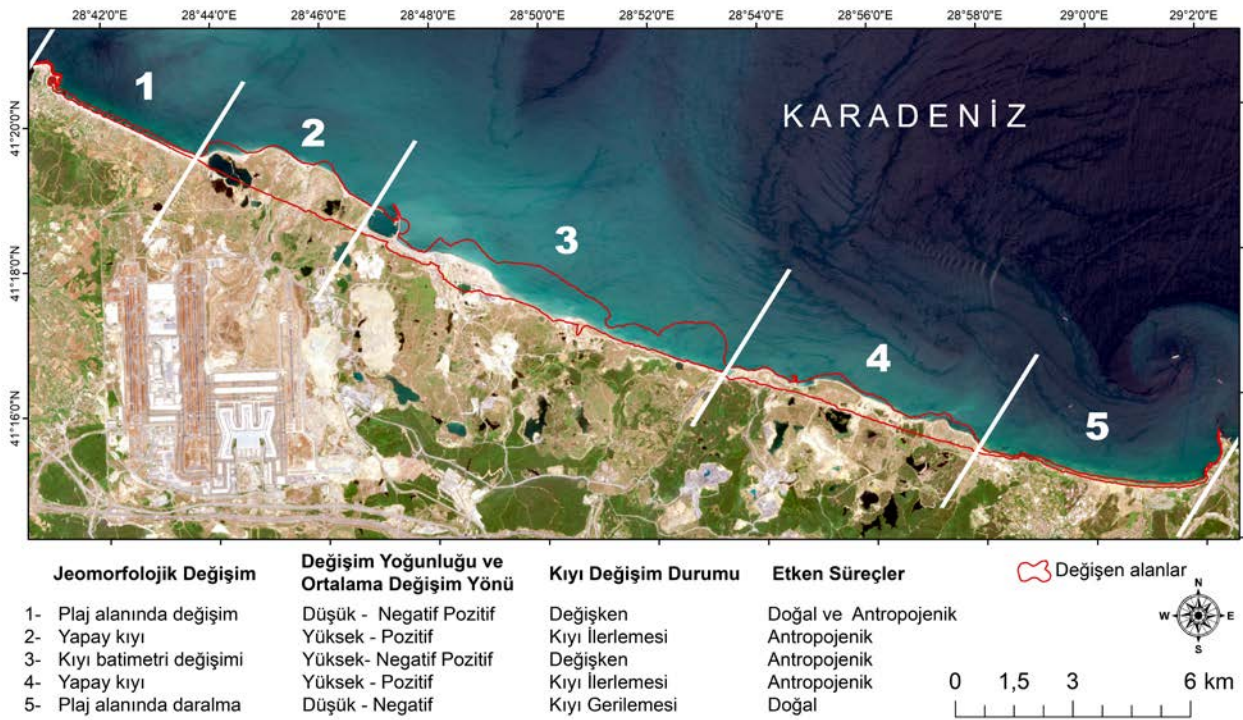
Çalışma sahası kapsamında yapılan DSAS araçlarındaki istatistiksel analizler, dönemsel kıyı değişimlerinin alansal analizleri ve antropo-jeomorfolojik analiz sonuçlarına göre kıyı, değişim boyutu ve değişimdeki etken faktörlere göre 5 bölüme ayrılmıştır (Şekil 14). Ayrımdaki birinci kısım Karaburun-Yeniköy sahil şeridinden oluşmaktadır. Bu kıyı şeridinde doğal ve antropojenik etkenlerin jeomorfik süreçlerde

ortak-karmaşık etkisi bulunmaktadır. Temel jeomorfolojik değişimi plaj sahasındaki 1970-2010 yılları arası doğal kıyı erozyonunun yaşanması oluşturur. Daha sonra kıyı antropojenik müdahalelere maruz kalmış, kıyıda plaj erozyonunu önlemek için mahmuzlar

(yapay çıkıntılar) yapılmış, Karaburun kısmında ise antropojenik olarak iskele mendireği yapay olarak meydana getirilmiştir (Fotoğraf 1 ve 2). Dolayısıyla kıyı gerileme ve ilerlemeyi karmaşık olarak barındıran jeomorfolojik süreçlerden geçmiştir.



Fotoğraf 2: A) Karaburun limanındaki antropojenik kökenli kıyı değişimleri B) Aşağıda madencilik faaliyetleri kaynaklı olarak meydana gelen antropojenik kıyı dolgu sahası ve kıyıda jeomorfolojik değişim / **Photo 1:** A) Coastal changes of anthropogenic origin in Karaburun port B) Anthropo-geomorphological changes originating from mining activities in the north of Aşağıda.



Şekil 14: Karaburun-Kumköy arası kıyısındaki değişimlerin antro-jeomorfolojik analizlere göre zonlara ayrılması / **Figure 14:** Zoning of changes in the Karaburun-Kumköy coast according to antro-geomorphological analyses.

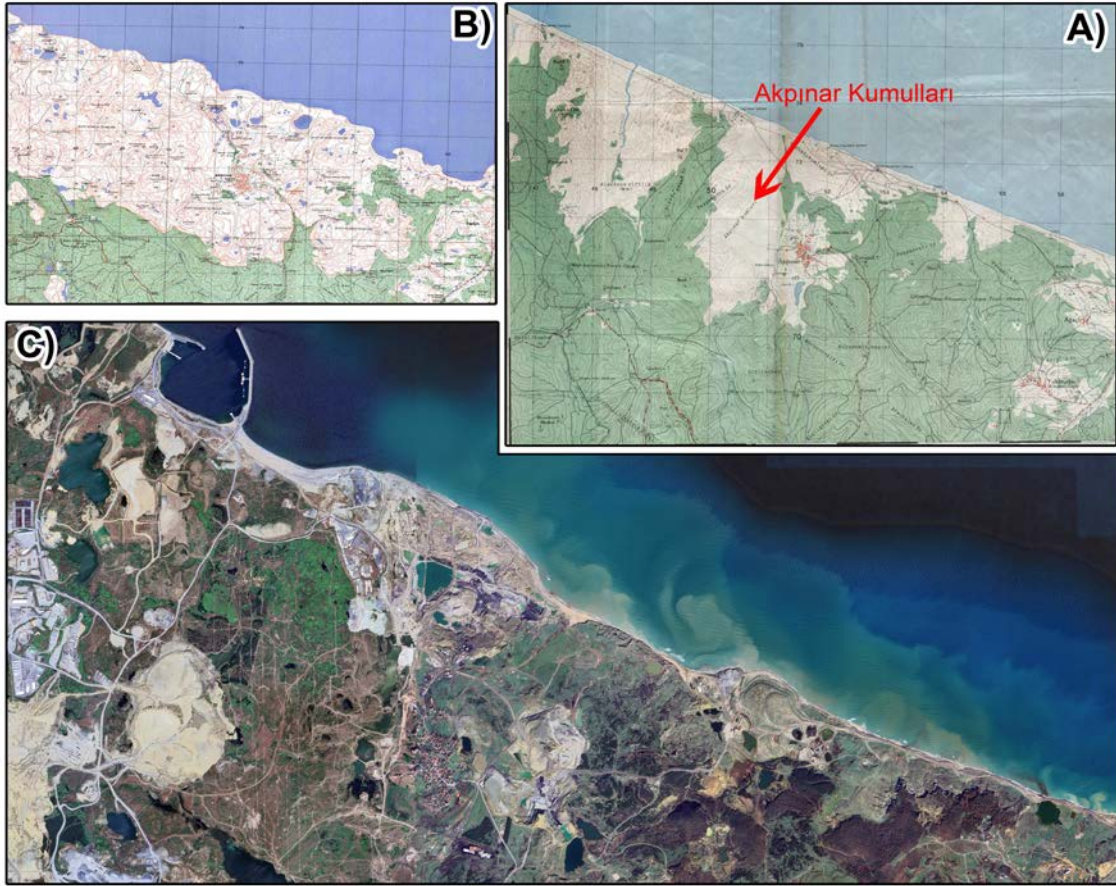
Jeomorfolojik değişim sahasının 2. kısmını Yeniköy ve doğusundaki liman arası kıyı şeridi oluşturmaktadır. Bu saha tamamen antropojenik jeomorfoloji koşullarının egemen olduğu alandır. Bu bakımdan kıyıda yapay dolgu alanları oluşturulmuş, dönemsel farklılaşmalarla birlikte 1970-2023 arasında kıyı çizgisi 1000 m ilerlemiştir. Kıyıda dalga egemen jeomorfolojik etmenlerin etkisi bu değişimde rol oynamamıştır. Kıyının alçak kıyı yapısı, kıyı

girinti-çıkıntı oranı değişmiş, kıyıda yapay mikro falezler, kıyı gerisinde yapay göller ve yapay kıyı kordonları oluşturulmuştur (Şekil 14).

İnceleme sahasının orta kıyı şeridini oluşturan Akpınar-Aşağıda arası kıyı şeridi en yoğun antro-jeomorfolojik koşulların yaşandığı alanı oluşturmaktadır. Kıyıda 1970-2023 arası toplam değişim alanının tamamı çok yüksek düzey antropojenik kökenli jeomorfolojik değişimleri içerdiği saptanmıştır. Bu kıyıda

özellikle 1990-1995 döneminde 1100 m.lik kıyı ilerlemesi yaşanmış ve madencilik, hafriyat faaliyetleri nedeniyle kıyı dolgu alanları oluşturulmuştur. 2000-2005 döneminde ise madencilik, hafriyat ve diğer antropojenik işlemlerinin sonlandırılması nedeniyle kıyı, yapay kazma işlemi ile gerilemiştir. Dolayısıyla kıyıda yüksek boyutlu olarak ilerleme ve gerileme kıyı hareketleri saptanmıştır. 1970'den

2023 yılına kıyı dönemsel değişimlerin dışında günümüzde (2024) birçok alanı su altında kalmış ve kıyının deniz altı bölümünde batimetrik değişimlerde yaşanmıştır. Kıyı jeomorfolojik yapısı tamamen antropojenik olarak değiştirilmiştir. 1970 yılında Akpınar kumullarının olduğu, alçak plajlı kıyı yapısı değişmiş, bazı alanlar hariç yapay mikro falezler oluşturulmuştur (Şekil 15).



Şekil 15: Akpınar kumullarının antropojenik kökenli yok oluşu ve değişen kıyı jeomorfolojisi A) 1972 ve B) 1995'e ait 1:25.000'lik pafatlar, C) 2024 google earth pro görüntüsü / **Figure 15:** Anthropogenic destruction of Akpınar sand dunes and changing coastal geomorphology A) 1972 and B) 1995 1:25,000 maps, C) 2024 google earth pro image.

Antropo-jeomorfolojik değişim bölümlenmesinin 4. kısmını Ağacli-Kısırkaya arası sahil şeridi oluşturmaktadır. Bu sahil şeridinin büyük bölümü yine antropojenik kökenli değişimlere sahne olmuştur. Madencilik faaliyetleri nedeniyle kıyıda 800 m.lik ilerleme saptanmış ve yapay kıyı dolgu alanları oluşturulmuştur. Kıyı jeomorfolojik yapısı değişmiş, alçak kıyı yerine yapay mikro falezler oluşturulmuş, kıyı çizgisinin uzunluğu, doğrultusu ve morfolojik görünümü değişmiştir. Antropojenik olarak yapay kıyı dolgu alanlarının bulunduğu bu kıyı dinamik jeomorfolojik süreçlerin tekrar etkisine girerek değişime

yeniden uğramıştır. Bu bakımdan son 20 yıllık dönemde dalga egemen faktörlerle kıyıda yapay falezler aşınmış ve kıyı erozyonu oluşmuştur (Şekil 17).

İnceleme sahasının en doğusunu oluşturan Kısırkaya-Kumköy arası kıyı şeridi diğer bölümlere göre tamamen doğal jeomorfolojik süreçlerin meydana geldiği sahayı oluşturur. Bu bakımdan kıyıda meydana gelen temel jeomorfolojik değişim kıyı erozyonudur (Şekil 14 ve 16). Ancak diğer kıyı bölümlerine göre çizgisel ve alansal değerleri daha düşük seviyede kalmıştır.



şekil 16: Çalışma sahasının doğu kıyılarında (Kumköy) meydana gelen değişimler / **Figure 16:** Changes occurring on the eastern shores of the study area (Kumköy).



şekil 17: iftalan mevki, kıyı şeridinde son 20 yılda meydana gelen kıyı değişimi / **Figure 17:** iftalan location, coastal changes in the last 20 years.

4. TARTIşMA VE SONUÇ

Dünyada ve Türkiye kıyılarında özellikle insan faktörünün etkisi ile başta kıyı çizgisi olmak üzere kıyılarda farklı boyutlarda değişimler meydana gelmektedir (Connoly vd., 2001; Humphries, 2001; Garcin vd., 2013; Turoğlu, 2019; Hu & Wang, 2020; Uzun, 2020; Turoğlu & Duran, 2021; Uzun, 2021; Wang vd., 2023; Rahmawati & Lee, 2024; Yan vd., 2024). Daha önce yapılan çalışmalarda özellikle liman, sanayi ve rekreasyon faaliyetlerinden kaynaklı olarak kıyıda doğrudan antropojenik kökenli kıyı ilerlemesi ve gerilmesinin olduğu saptanmıştır (Aouiche vd., 2016; Turoğlu, 2019; Wang vd., 2023; Uzun, 2024). Ayrıca ülkemiz kıyılarındaki farklı çalışmalarda özellikle kıyının drenaj havzasındaki barajların siltasyon etkisi ile kıyıda dolaylı olarak erozyonu arttırdığını ortaya konmuştur (Ataol vd., 2019; Kale vd., 2019; Akdeniz & İnam, 2023; Kazı & Karabulut, 2023). Bu çalışmada ise incelenen kıyının büyük bir bölümünde madencilik faaliyeti kaynaklı olarak doğrudan antropojenik etkenler baskın faktör olmuş ve özellikle belli dönemlerde kıyıda çizgisel ve alansal değişimlerin olduğu saptanmıştır. DSAS aracındaki NSM analizi ile yapılan incelemeler, 1970-2023 yılları arasında kıyı çizgisinin ortalama 181,94 m, maksimum 1189,92 m ve minimum -688,4 m değişim gösterdiğini ortaya koymuştur. Uzun dönemli periyotta SCE analiz verileri kıyıda ortalama 513,53 m ve maksimum 1360,94 m.lik değişim olduğunu göstermektedir. EPR ve LRR analizleri ise kıyıda yıllık ortalama 3 m.lik ilerlemenin olduğu sonucunu vermiştir. Kantitatif verilerin kıyıdaki dağılışı ise oldukça çeşitlilik göstermektedir. Bu bakımdan inceleme sahasının batı ve doğusunda kıyı gerilemesinin yaşandığı, Yeniköy-Akpınar ile Ağaçlı-Kısırkaya arasında kıyı ilerlemesinin olduğu, Akpınar-Ağaçlı arasında ise yüksek değerli kıyı gerilmesinin gerçekteştiği saptanmıştır. Çizgisel olarak mesafe açısından en büyük değişimler Yeniköy-Kısırkaya arasında gerçekteşmiştir. İncelenen kıyı şeridinde yaşanan değişim ise tamamen madencilik, hafriyat ve açık taş-kum ocaklarından kaynaklı aşındırma-kazma ve belli alanlarda yapay biriktirme doldurmadan ileri gelmektedir. Dünyada ve Türkiye’de yapılan bazı çalışmalarda bu araştırma ile paralellik

göstermekte ve kıyı ile gerisindeki arazi kullanım faaliyetlerindeki antropojenik baskının kıyıda büyük değişimleri yarattığı sonucunu ortaya koymaktadır (Turoğlu, 2019, Uzun, 2021, Uzun, 2024, Yan vd., 2024).

Araştırmada dönemsel olarak DSAS aracı ile analiz edilen kıyı çizgileri değişimin zamansal ve mekânsal olarak da çok farklılıklar barındırdığını ortaya koymuştur. Bu bakımdan ortalama olarak NSM analizine göre mesafe açısından 1990-1995 (2005,76 m), 1985-1990 (128,9 m) ve 2015-2020 (90,75 m) dönemlerinde en yüksek kıyı ilerlemesi, 1995-2000 (-98,3 m), 2000-2005 (-76,6 m) dönemlerinde en yüksek kıyı gerilemesi yaşanmıştır. İncelenen dönemlerde SCE analizine göre maksimum kıyı çizgisi değişimleri 1985-2020 yılları arasındaki dönemlerde 564-1314 m arasında gerçekteşmiştir. Dönemsel olarak negatif ve pozitif yönlü değişimlerin tamamı Yeniköy-Kısırkaya arasındaki kıyı şeridinde yaşanmıştır. Alansal analiz sonuçları da DSAS ile yapılan çizgisel analiz sonuçlarına benzer veriler ortaya koymuştur. 1970-2023 yılları arasında Karaburun-Kumköy arasında toplam 9,22 km²’lik değişim yaşanmış, bu değişimin %80’si kıyı birimini-yapay kıyı dolgu alanı, %20’si kıyı erozyonu, yapay kıyı aşınımı şeklinde gerçekteşmiştir. Dönemler kapsamında en geniş alanlı kıyı değişimleri, 1985-2005 arasındaki dönemlerde olduğu tespit edilmiştir. Dönemsel değişim analizlerine göre 5 dönem kıyı aşınımı, 5 dönem kıyı birikimin oransal olarak daha fazla olduğu saptanmıştır.

Karaburun-Kumköy arasındaki kıyı şeridinde çizgisel DSAS aracındaki analizi sonuçları ve alansal analiz sonuçları yoğun bir değişimin yaşandığını ortaya koymuştur. Dönemsel olarak yapılan incelemeler, günümüz kıyı çizgisinin deniz ve kara tarafında değişimler yaşandığını ve kıyının jeomorfolojik yapı, süreç ve koşullarında farklılaştığını ortaya koymuştur. Bu bakımdan 1970-1985 arası dönemde kıyıda doğal jeomorfolojik süreçler kıyının şekillenmesinde temel etken olmuş ve özellikle alçak plajlı kıyılarda, kıyı erozyonu yaşanmıştır. Ancak 1985-2023 arası dönemde özellikle kıyı gerisinde başlayan madencilik, hafriyat ve diğer antropojenik faaliyetler kıyıda insan kaynaklı değişimlerin yoğunlaşmasına neden olmuştur.

Bu durum kıyı çizgisi uzunluğu, kıyı girinti-çıkıntı yapısı, kıyının çizgisel ve alansal değişimi ile jeomorfolojik unsur ve süreçlerinin büyük boyutlarda değişime uğramasına sebebiyet vermiştir. Bu bakımdan dönemsel değişim verilerinde değişimin kökeninin incelenmesi, alansal-çizgisel verilerle sınıflandırılması sonucu Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinin %73'ün çok yüksek düzeyde antropojenik kökenli jeomorfolojik değişim yoğunluğu saptanmıştır. İncelenen kıyı şeridinin sadece %11'inde antropojenik etkenlerin olmadığı ya da çok düşük düzeyde etkili olduğu tespit edilmiştir. Bu durum kıyı değişim sahasında antropo-jeomorfolojik birimlerin yoğunlukta olduğunu ortaya koymuştur. Özellikle Yeniköy-Kısırkaya sahil şeridi arasında yoğun antropojenik kökenli kıyı jeomorfolojisi değişimleri yaşanmıştır. Hudson (1980) çalışmasında, kıyıda meydana gelen insan faaliyetleri kökenli değişimlerin sonucu olarak kıyılarda farklı süreç ve unsurların ortaya çıktığı ve bu tür kıyıların yeniden sınıflandırılarak antropojenik kıyı olması gerektiği belirtilmektedir (Hudson, 1980). Bird (2008) ise çalışmada, kıyıların gelecekte doğrudan ve dolaylı insan etkisinde kalarak değişeceğini, özellikle yerleşme baskı ile birlikte yapay kıyıların alansal olarak artacağını ifade etmiştir (Bird, 2008). Turoğlu (2019) ise çalışmasında insan faaliyetleri sonucu değişen kıyı prosesleri ve yapay dolgu alanları nedeniyle bu tür kıyıların yapay kıyı sınıflandırmasından yer alması gerektiğini açıklamaktadır (Turoğlu, 2019). Çalışmada, incelenen kıyı şeridinin büyük bölümünde (%89) yoğun antropojenik etkenlerin değişim ve jeomorfik şekillenme sürecinde rol oynadığı ve bu nedenle bu kıyıların antropojenik kıyı sınıfı içerisinde yer alması gerektiği sonucu ortaya çıkmaktadır.

Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinde 1970 yılında 36,4 km olan kıyı uzunluğu 2023 yılında 42,3 km'ye yükselmiştir. Dönemsel olarak da büyük değişiklikler gösteren kıyı şeridinin girinti-çıkıntı oranı ve buna bağlı olarak morfolojik görünümü de değişmiştir. Antropo-jeomorfolojik koşullar açısından kıyıda yapay birikim alanları, yapay falezler, kıyı okları oluşturulmuş, kıyı gerisindeki topografya, eğim doğrultusu tamamen insan kaynaklı olarak değiştirilmiştir. Kıyıda doğrudan antropojenik

etkenli jeomorfolojik müdahaleler aynı zamanda batıdaki alçak plajlı kıyıda dolaylı etki oluşturmuştur. Bu nedenle kıyı erozyonu etkisini azaltmak için bu kıyıda da insan kaynaklı değişimler yapılmıştır. Ağaçlı-Kısırkaya arasında ise tamamen antropojenik etkenli oluşan kıyı dolgu alanı ve yapay falezler son 20 yılda dalga egemen faktörlerle kıyı aşınımına uğramış ve karmaşık kökenli jeomorfolojik süreçler yaşanmıştır. Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinde yaşanan değişimlerde antropojenik kökenli faktörlerin egemen olduğu, kıyının jeomorfolojik yapısının değiştiği saptanmıştır. Çizgisel ve alansal açısından büyük değişimlerin yaşanması karasal ve denizel ekosistemi etkileyebilecek, kıyının yakın çevresindeki kıyılarda dolaylı antropo-jeomorfolojik etkiler yaratabilecektir. Karaburun-Kumköy arası kıyı şeridinde, antropo-jeomorfolojik yaklaşımlarla incelenen değişim verilerinin kıyı yönetimi, planlaması ve geleceğe dair sürdürülebilir kullanımında önemli üzerinde durulması gerekmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu'nda (UJES 2024-Antalya) sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

KAYNAKÇA

- Aguilar, R. G., Owens, R. & Giardino, J. R. (2020). The expanding role of anthropogeomorphology in critical zone studies in the Anthropocene. *Geomorphology*, (366), 107165. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107165>
- Akdeniz, H.B., & İnam, ř. (2023). Spatio-temporal analysis of shoreline changes and future forecasting: the case of Küçük Menderes Delta, Türkiye. *J Coast Conserv* 27, 34. <https://doi.org/10.1007/s11852-023-00966-8>
- Aouiche, I., Daudi, L., Anthony, E. J., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A., Dussouillez, P., (2016). Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir Bay, Morocco. *Geomorphology-Elsevir*, 254, 16-31. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.013>
- Ataol, M., Kale, M.M., Tekkanat, İ.S. (2019). Assessment of the changes in shoreline using digital shoreline analysis system: a case study of

- Kızılırmak Delta in northern Turkey from 1951 to 2017. *Environ Earth Sci* 78, 579. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8591-7>
- Baig, M. R. I., Ahmad, I. A., Shahfahad, Tayyab, M., Rahman, A. (2020). Analysis of shoreline changes in Vishakhapatnam coastal tract of Andhra Pradesh, India: an application of digital shoreline analysis system (DSAS). *Annals of GIS*, 26 (4), 361–376. <https://doi.org/10.1080/19475683.2020.1815839>
- Bird, E. (2008). Coastal geomorphology: An introduction Second edition. John Wiley ve Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England.
- Bombino, G., Barbaro, G., D'Agostino, D., Denisi, P., Foti, G., Labate, A., Zimbone, S. M. (2022). Shoreline change and coastal erosion: the role of check dams. first indications from a case study in Calabria, Southern Italy, CATENA, 217. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106494>
- Brandolini, P., Cappadonia, C., Luberti, G., Donadio, C., Stamatopoulos, L., Di Maggio, C. ... Del Monte, M. (2019). Geomorphology of the Anthropocene in Mediterranean Urban Areas. *SAGE Progress in Physical Geography*, 20(10), 1-34. <https://doi.org/10.1177/030.913.3319881108>
- Brown, A. G., Tooth, S., Bullard, J. E., Thomas, D., Chiverrel, R., Plater, A., & Murton, J. (2017). The Geomorphology of the Anthropocene: Emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 71-90. <https://doi.org/10.1002/esp.3943>
- Cao, W., Sofia, G., & Tarolli, P. (2020). Geomorphometric Characterisation of Natural And Anthropogenic Land Covers. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7(2), 1-17. <https://doi.org/10.1186/s40645.019.0314-x>
- Cendrero, A., Remondo, J., Beylich, A., Cienciala, P., Forte, L., Golosov, V., Gusarov, A., Kijowska-Strugała, M., Laute, K., Li, D., Navas, A., Soldati, M., Vergari, F., Zwoliński, Z., Dixon, J., Knight, J., Nadal-Romero, E., Płaczowska, E., (2022). Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. *Earth Science Reveiw*. 233, 104186. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186>.
- Ciritci, D., & Türk, T. (2020). Analysis of coastal changes using remote sensing and geographical information systems in the Gulf of Izmit, Turkey. *Environ Monit Assess* 192, 341-360. <https://doi.org/10.1007/s10661-020-08255-9>
- Connolly, N., Cronin, M., O'Mahony, C., Sealy, H., Kay, D., Buckley, S., (2001). Assessment of human activity in the coastal zone. A research project linking Ireland and Wales. *Marit. Irel. / Wales INTERREG Rep. NO.9*.
- Davidson-Arnott, R., (2010). Introduction to Coastal Processes and Geomorphology, University Press Cambridge. United Kingdom.
- Desouky, I. S. A., Desouky, H. S. A., (2024), Anthropogenic Geomorphological Changes in the Coastal area of Ain Al-Sokhna in Egypt, Using Remote Sensing and GIS, *Egyptian Journal*, 27, 224-254. [10.21608/jfpsu.2024.248750.1312](https://doi.org/10.21608/jfpsu.2024.248750.1312)
- Ellis, E. C. (2017). Physical Geography in the Anthropocene. *Progress in Physical Geography SAGE*, 41(5), 525- 532. <https://doi.org/10.1177/030.913.3317736424>
- Erginal, A. E., Kiyak, N. G., Selim, H. H., Bozcu, M., Öztürk, M. Z., Ekinci, Y. L., ... & Karabıyıköğlu, M. (2017). Eolianite and coquinite as evidence of MIS 6 and 5, NW Black Sea coast, Turkey. *Aeolian Research*, 25, 1-9.
- Eriņ, S., (1986). Kıyılardan Yararlanmada Hukuki Düzenlemelere Jeomorfolojinin Katkısı, *Jeomorfolojisi Dergisi*, 14:1-5.
- Erkal, T., & Taş, B. (2022). Değişen Yeryüzü ve İnsanın Etkisi (Bir Uygulamalı Jeomorfoloji Yaklaşımı). Nobel Kitabevi 1. Basım Ankara.
- Erol, O., (1989). Türkiye'de Kıyılarının Doğal Niteliği, Kıyı ve Kıyı Varlıklarının Korunmasına İlişkin Kıyı Kanunu ve Uygulamaları Konusunda Jeomorfolojik Yaklaşım, İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülten, 6, 15-46.
- Ertek, T. A. (2017). Antropojenik Jeomorfoloji: Konusu, Kökeni ve Amacı. *Türk Coğrafya Dergisi*, 69, 69-79. <https://doi.org/10.17211/tcd.319409>
- Ertek, T., A., (2023). Antroposen, Antroposfer, Antropojenik Jeomorfoloji, Pegem Akademi kitabevi. 1. Baskı. Ankara.
- Fernández-Hernández, M., Calvo, A.; Iglesias, L., Castedo, R., Ortega, J.J., Diaz-Honrubia, A.J., Mora, P.; Costamagna, E. (2023). Anthropogenic Action on Historical Shoreline Changes and Future Estimates Using GIS: Guadamar Del Segura (Spain). *Appl. Sc*, 13, 9792. <https://doi.org/10.3390/app13179792>
- Garcin, M., Baills, A., Le Cozannet, G., Bulteau, T., Auboin, A. L. et al. (2013). Pluri-decadal impact of mining activities on coastline mobility of estuaries of New Caledonia. *Journal of Coastal Research*, 65 (Special Issue), 494-499. <https://doi.org/10.2112/SI65-084.1>
- Gümüş, M. M., (2024). Forecasting future scenarios of coastline changes in Türkiye's Seyhan Basin: a comparative analysis of statistical methods and Kalman Filtering (2033–2043), *Earth Science*

- Informatics, <https://doi.org/10.1007/s12145-024-01445-w>
- Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., Farris, A. S. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide (No. 2018-1179). US Geological Survey.
- Hossain, S. Yasir, M. Wang, P. Ullah, S. Jahan, M., Hui, S., Zhao, Z., (2021). Automatic shoreline extraction and change detection: A study on the southeast coast of Bangladesh. *Marine Geology* 441, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106628>
- Hu, X., & Wang, Y. (2020). Coastline Fractal Dimension of Mainland, Island, and Estuaries Using Multi-temporal Landsat Remote Sensing Data from 1978 to 2018: A Case Study of the Pearl River Estuary Area. *Remote Sensing*, 12, 2482. <https://doi.org/10.3390/rs12152482>
- Hudson, B., J., (1980) Anthropogenic Coasts, *Geography*, 65(3). 194-202. <https://doi.org/10.1080/20436564.1980.12219599>
- Humphries, L., (2001). A review of relative sea level rise caused by mining-induced subsidence in the coastal zone: some implications for increased coastal recession, *Climate Research*, 18, 147-156.
- Jefferson, A. J., Wegmann, K. W., & Chin, A. (2013) Geomorphology of the Anthropocene: Understanding The Surficial Legacy of Past and Present Human Activities. *Anthropocene*, 1(2), 1-3.
- Kale, M.M., Ataol, M. Tekkanat, İ.S. (2019). Assessment of shoreline alterations using a Digital Shoreline Analysis System: a case study of changes in the Yeşilırmak Delta in north Turkey from 1953 to 2017. *Environ Monit Assess* 191, <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7535-8>
- Kazı, H., & Karabulut, M. (2023). Monitoring the shoreline changes of the Göksu Delta (Türkiye) using geographical information technologies and predictions for the near future. *International Journal of Geography and Geography Education* (50), 329-352.
- Kılar, H., & Çiçek, İ. (2018). Göksu Deltası Kıyı Çizgisi Değişiminin DSAS Aracı ile Belirlenmesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 16 (1), 89-104. https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000192
- Kılar, H., (2023). Shoreline change assessment using DSAS technique: A case study on the coast of Meriç Delta (NW Türkiye). *Regional Studies in Marine Science*, 57, 102737. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102737>
- Kılar, H., & Aydın, O. (2024). Applying the kalman filter model to forecast shoreline positions: A case study in Şile, İstanbul. *Türk Coğrafya Dergisi* (85), 47-53. <https://doi.org/10.17211/tcd.1469434>
- Kuleli, T., Güneroğlu, A., Karslı, F., Dihkan, M., (2011). Automatic detection of shoreline change oncoastal Ramsar wetlands of Turkey, *Ocean Engineering* 38, 1141-1149. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2011.05.006>
- Kumar Das, S., Sajan, B., Ojha, C., Soren, S. (2021). Shoreline change behavior study of Jambudwip island of Indian Sundarban using DSAS model. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(3, Part 2), 961-970. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.09.004>
- Lazuardi, Z., Karim, A., Sugianto, S. (2022). Analisis Perubahan Garis Pantai Menggunakan Digital Shoreline Analysis System (DSAS) di Pesisir Timur Kota Sabang. *Jurnal Ilmiah Mahasiswa Pertanian*, 7(1). <https://doi.org/10.17969/jimfp.v7i1.18872>
- Li, J., Yang, L., Pu, R., & Liu, Y. (2017). A Review on Anthropogenic Geomorphology. *Journal of Geographical Sciences*, 27(1), 109-128. <https://doi.org/10.1007/s11442-017-1367-7>
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features, *International Journal of Remote Sensing*, 17(7) 1425-1432,
- Mullick, M.R.A., Tanim, A.H., Islam, S.M.S., (2019). Coastal vulnerability analysis of Bangladesh coast using fuzzy logic based geospatial techniques. *Ocean Coast Manag.* 174, 154-169. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.03.010>
- Murray, J., Adam, E., Woodborne, S., Miller, D., Xulu, S., Evans, M. (2023). Monitoring shoreline changes along the southwestern coast of South Africa from 1937 to 2020 using varied remote sensing data and approaches. *Remote Sensing*, 15 (2), 317. <https://doi.org/10.3390/rs15020317>
- Nassar, K., Mahmod, W. E., Fath, H., Masria, A., Nadaoka, K., Negm, A. (2019). Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt. *Marine Georesources ve Geotechnology*, 37(1), 81-95. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2018.1448912>
- Ogunrayi, O.A., Mattah, P.A.D., Folorunsho, R., Jolaiya, E., Ikuomola, O.J. (2024). A Spatio-Temporal Analysis of Shoreline Changes in the Ilaje Coastal Area of Ondo State, Nigeria. *J. Mar. Sci. Eng.*, 12, 18. <https://doi.org/10.3390/jmse12010018>
- Özpolat, E., & Demir, T. (2019). The spatiotemporal shoreline dynamics of a delta under natural and anthropogenic conditions from 1950 to 2018: A

- dramatic case from the Eastern Mediterranean. *Ocean & Coastal Management*, 180, 104910. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104910>
- Özpolat, E., Şahiner, E., Özcan, O., Demir, T., & Owen, L. A. (2021). Late-Holocene landscape evolution of a delta from foredune ridges: Seyhan Delta, Eastern Mediterranean, Turkey. *The Holocene*, 31(5), 760-777. <https://doi.org/10.1177/0959683620988047>
- Özşahin, E. (2013). Asi Nehri Deltasının (Hatay) Antropojenik Jeomorfolojisi. Öner, E. (Ed.) Profesör Doktor İlhan Kayan'a Armağan. (ss. 925-934). İzmir: Ege Üniversitesi Yayınları
- Ozturk, D., & Sesli, F. A. (2015). Shoreline change analysis of the Kizilirmak Lagoon Series. *Ocean & Coastal Management*, 118, 290-308. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.03.009>
- Öztürk D., & Uzun, S. (2023). Kızılırmak Deltası Kıyı Çizgisinin EPR ve LRR Yöntemleriyle 1984–2022 Periyodunda Değişim Analizi ve 2030 Yılı Tahmini. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 21(2), 306-339. <https://doi.org/10.33688/aucbd.1310132>
- Pardo-Pascual, J.E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L.A., Palomar-Vázquez, J. (2012). Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. *Remote Sensing of Environment*, 123, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.024>
- Pouye, I.; Adjoussi, D.P.; Ndione, J.A.; Sall, A. (2023). Topography, Slope and Geomorphology's Influences on Shoreline Dynamics along Dakar's Southern Coast, Senegal. *Coasts* 2023, 3, 93–112. <https://doi.org/10.3390/coasts3010006>
- Price, S.J. Ford, A.H. J.R. Cooper, A. H. Neal C. (2011). Humans as major geological and geomorphological agents in the Anthropocene: the significance of artificial ground in Great Britain *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, 369 (2011), pp. 1056-1084 <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0296>
- Rahmawati, R. R. & Lee, J. L., (2024). Assessing Nearshore Sand Mining Induced Beach Erosion: Numerical and Analytical Approach. Available at SSRN, 31. <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4819868>
- Remondo, J., Forte, L. M., Cendrero, A., Cienciala, P., & Beylich, A. A. (2024). Human-driven global geomorphic change. *Geomorphology*, 457, 109233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109233>
- Rózsa P., & Novák, T. (2011). Mapping anthropogenic geomorphological sensitivity on global scale. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55(1), 109-117. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S1-0041>
- Sofia, F., Marinello, F., & Tarolli, P. (2016). Metrics for quantifying anthropogenic impacts on geomorphology: Road networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 240-255. <https://doi.org/10.1002/esp.3842>
- Song, Y., Shen, Y., Xie, R., Li, J. (2021). A DSAS-based study of central shoreline change in Jiangsu over 45 years. *Anthropocene Coasts*, 4(1), 115-128. <https://doi.org/10.1139/anc-2020-0001>
- Syviński, J., Restrepo, J., Saito, Y., Overeem, I., Vorosmarty, C.J., Houjie Wang, H., Olago, D., (2022). Earth's sediment cycle during the Anthropocene. *Nat. Rev. Earth Environ.* 3, 179–196. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00253-w>.
- Szabó, J., David, L., & Loczy, D. (2010). *Anthropogenic Geomorphology: A Guide to Man-Made Landforms*. London, New York: Springer.
- Tağıl, Ş., Alevkayalı, Ç., Aytan, B. (2023). Gediz Deltası Sulak Alanı Boyunca Kıyı Şeridi Evrimi ve Erozyon Hassasiyetinin Değerlendirilmesi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 32(Cumhuriyet'in 100. Yılı Özel Sayısı), 127-142. <https://doi.org/10.51800/ecd.1322803>
- Tarolli, P., & Sofia, G. (2016). Human Topographic Signatures and Derived Geomorphic Processes Across Landscapes. *Geomorphology*, 255, 140-161. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.007>
- Tarolli, P., Cao, W., Sofia, G., Evans, D., & Ellis, E. (2019). From features to fingerprints: A general diagnostic framework for anthropogenic geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 43(1), 95-128.
- Turoğlu, H., (2009). 3621 Sayılı Kıyı Kanunun ve Onun Uygulama Problemleri, *Türk Coğrafya Dergisi*, 53: 31-40.
- Turoğlu, (2017). *Deniz ve Göllerde Kıyı, Yasal ve Bilimsel Boyutlarıyla Kıyı*, (Editörler: H. Turoğlu, H. Yiğitbaşoğlu) Jeomorfoloji Derneği Yayını No: 1.
- Turoğlu, H. (2019). Yapay kıyıların jeomorfolojik tanımlaması: Diliskelesi kıyıları örneği (Kocaeli, Türkiye). *Coğrafya Dergisi*, 39, 11-27. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2019-0015>
- Turoğlu, H., & Duran, A. (2021). Filyos Çayı Deltasında (Karadeniz) kıyı çizgisi değişiklikleri ve yakın geleceğe yönelik göstergeler. *Türk*

- Coğrafya Dergisi, (78), 61-74.
<https://doi.org/10.17211/tcd.1016928>
- Uncu, L., & Karakoca, E. (2021). Antropo-jeomorfolojik bir yaklaşımla Bilecik (Merkez ilçe) taş ocaklarının mekânsal ve zamansal değişimi. *Türk Coğrafya Dergisi* (77), 119-130.
<https://doi.org/10.17211/tcd.933685>
- Uzun, M., (2020). Anthropogenic Geomorphology in The Dilderesi Basin (Gebze-Dilovası): Changes, Dimensions and Effects. *International Journal of Geography and Geography Education (IGGE)*, 41, 319- 345. <https://doi.org/10.32003/igge.623378>
- Uzun, M. (2021). İzmit Körfezi Kıyılarında İnsan Kaynaklı Jeomorfolojik Değişimler ve Süreçler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* (7), 61-81.
<https://doi.org/10.46453/jader.983465>
- Uzun, S.M. (2023). Riva (İstanbul) Kıyılarında Doğal ve Antropojenik Etkenlerle Değişen Kıyı Çizgisinin DSAS Aracı ile Analizi, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* (11): 95-113.
<https://doi.org/10.46453/jader.1335105>
- Uzun, M. (2024). İzmit Körfezi Doğu Kıyısındaki Doğal ve Antropojenik Kökenli Değişimlerin DSAS Aracı ile Analizi. *Türk Uzaktan Algılama Ve CBS Dergisi*, 5(1), 83-101.
<https://doi.org/10.48123/rsgis.1410923>
- Xiang, J., Li, S., Xiao, K., Chen, J., Sofia, G., & Tarolli, P. (2019). Quantitative Analysis of Anthropogenic Morphologies Based on Multi-Temporal High-Resolution Topography. *Remote Sensing, MPDI*, 11, 1-20. <https://doi.org/10.3390/rs11121493>
- Wang, Q. Ma, Y., Cheng, Z., Du, Y., (2023). Coastline changes under natural and anthropogenic drivers in a macro-tidal estuary between 2000-2020, *Frontiers in Marine Science*, 10.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1335064>
- Wu, Q., Miao, S., Huang, H., Guo, M., Zhang, L., Yang, L., Zhou, C. (2022). Quantitative Analysis on Coastline Changes of Yangtze River Delta based on High Spatial Resolution Remote Sensing Images. *Remote Sensing*, 14, 310.
<https://doi.org/10.3390/rs14020310>
- Yan, J., Miao, C., Su, F., & Zhao, Y. (2024). Association mining of coastline change and land use patterns to enhance conservation. *Ecological Informatics*, 80, 102544.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2024.102544>
- Yasir, M., Hui, S., Hongxia, Z., Hossain, M. S., Fan, H., Zhang, L., Jixiang, Z. (2021). A Spatiotemporal Change Detection Analysis of Coastline Data in Qingdao, East China. *Scientific Programming*, 2021, 6632450.
<https://doi.org/10.1155/2021/6632450>

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

DEREBAŞI (KAÇKAR DAğI) KAYA BUZULUNUN JEOMORFOLOJİSİ VE KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ

Geomorphology and Kinematic Characteristics of the Derebaşı Rock Glacier, Mt. Kaçkar

Serdar YEŞİLYURT

Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Ankara, TÜRKİYE
yesilyurt@ankara.edu.tr <https://orcid.org/0000-0002-2896-9644>

Makale Tariğesi

Geliş 4 şubat 2025

Kabul 14 şubat 2025

Article History

Received 4 February 2025

Accepted 14 February 2025

Anahtar Kelimeler

Buz Çekirdeği, Cephe Dikliği, Dağ
 Permafrostu, İHA Fotogrametrisi,
 Periglacial, Türkiye

Keywords

Ice Core, Front Slope, Mountain
 Permafrost, UAV Photogrammetry,
 Periglacial, Türkiye

Atıf Bilgisi / Citation Info

Yeşilyurt, S. (2025) Derebaşı (Kaçkar
 Dağı) Kaya Buzulunun Jeomorfolojisi
 ve Kinematik Özellikleri /
 Geomorphology and Kinematic
 Characteristics of the Derebaşı Rock
 Glacier, Mt. Kaçkar, Jeomorfolojik
 Araştırmalar Dergisi / Journal of
 Geomorphological Researches, 2025
 (14): 74-96.

doi: 10.46453/jader.1633480

ÖZET

Kaya buzulları, yüksek dağlık ortamlarda önemli periglasyal yer şekilleri olup, permafrost dağılımının ve iklim değişikliğinin etkilerinin belirlenmesinde kritik göstergelerden biridir. Bu çalışma, Türkiye'nin en geniş periglasyal alanlarından biri olan Kaçkar Dağı'ndaki Derebaşı Kaya Buzulu'nun jeomorfolojik özelliklerini ve kinematik davranışlarını incelemektedir. GNSS destekli İHA fotogrametrisi kullanılarak yüksek çözünürlüklü Sayısal Yüzey Modelleri (SYM) ve ortofotolar üretilmiş ve 2023-2024 yılları arasındaki yıllık hareket, yüzey deformasyonu ve aktivite durumu analiz edilmiştir. Bulgular, Derebaşı Kaya Buzulu'nun aktif, inaktif ve relik bölümler içeren karmaşık bir morfolojiye sahip olduğunu ve hem glasyal (buz çekirdekli) hem de periglasyal (permafrost) süreçler tarafından şekillendiğini göstermektedir. Kaya buzulunun 3. lobu (LB3), yıllık maksimum 60 cm yatay hareket hızıyla en aktif bölüm olarak belirlenirken, LB1'in cephe kısmı bitki örtüsü ve durağan topoğrafyası ile relik kaya buzulu karakteri sergilemektedir. LB1'in orta bölümü, derin sırt-oluk yapılarıyla permafrost hareketinin izlerini taşıırken, LB3'ün dişbükey gövde yapısı ve düzgün yüzeyi buz çekirdeğinin varlığına işaret etmektedir. Kinematik analizler, topoğrafik kısıtlamalar ve döküntü beslenmesi ile şekillenen heterojen hareket paternlerini ortaya koymuştur. LB1'de sıkıştırılmalı akışa bağlı deformasyon yapıları gözlenirken, LB3'te gerilmeli deformasyon desenleri belirlenmiştir. Çalışmada ayrıca bölgedeki dağ permafrostunun güncel alt sınırının yaklaşık 2900 m olduğu hesaplanmıştır. Tespit edilen hareketler permafrost istikrarsızlığına işaret etse de, tek yıllık gözlem periyodu uzun vadeli eğilimler hakkında kesin sonuçlar çıkarmaya yetmemektedir. Bu araştırma, Derebaşı Kaya Buzulu'nun yüksek çözünürlüklü kinematik değerlendirmesini sağlayarak, jeomorfolojik evrimi ve iklim değişikliğine duyarlılığı konusunda önemli bilgiler sunmaktadır. Gelecekte yapılacak çalışmaların uzun vadeli izleme programları, jeofizik araştırmalar ve sondaj incelemelerini içermesi, döküntü altı buz içeriğinin, permafrost kararlılığının ve kaya buzullarının iklim değişikliğine uzun vadeli tepkisinin daha iyi anlaşılmasına katkı sağlayacaktır.

ABSTRACT

Rock glaciers are significant periglacial landforms that play a crucial role in high mountain environments, acting as indicators of permafrost distribution and climate change impacts. This study investigates the geomorphological characteristics and kinematic behavior of the Derebaşı Rock Glacier (DRG), located in the Eastern Black Sea Mountains, one of the most extensive periglacial regions in Türkiye. Using GNSS-supported UAV photogrammetry, high-resolution Digital Surface Models (DSMs) and orthophotos were generated to analyze the annual movement, surface deformation, and activity status of the rock glacier between 2023 and 2024. The results reveal that the DRG exhibits a complex morphology consisting of active, inactive, and relict sections, shaped by both glacial (ice-core) and periglacial (permafrost) processes. The LB3 is identified as the most active part of the rock glacier, with a maximum annual horizontal movement of 60 cm, while LB1's front section is classified as relict, characterized by a subdued topography and vegetation cover. The LB1's mid-section exhibits deep parallel ridge-trough structures, indicative of permafrost creep, whereas LB3's convex shape and smooth surface suggest an ice-core presence. The kinematic analysis indicates heterogeneous movement patterns influenced by topographic constraints and debris supply, with compression-induced flow structures in LB1 and tensile deformation patterns in LB3. The study also estimates that the current lower boundary of mountain permafrost in the region is approximately 2900 m.

While the detected movements suggest possible permafrost instability, the single-year observation period limits conclusive assessments of long-term trends. This research provides the first high-resolution kinematic assessment of the Derebaşı Rock Glacier, offering essential insights into its geomorphological evolution and climate sensitivity in Türkiye. Future studies incorporating long-term monitoring programs, geophysical surveys, and borehole investigations will be essential to better understand the subsurface ice content, permafrost stability, and the long-term response of rock glaciers to climate change.

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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Rock glaciers are key indicators of periglacial environments, reflecting both past and present climatic conditions in high-mountain regions. Composed of ice core or ice-rich permafrost and debris, they creep downslope under gravitational forces, forming distinctive ridges and furrows that are highly sensitive to temperature and moisture variations (Wahrhaftig & Cox, 1959; Potter, 1972; Wayne, 1981; Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006; Janke & Frauenfelder, 2008). Recent rock glacier movement rates observed in the Alps, Himalayas, and Andes, possibly linked to rising temperatures (Delaloye et al., 2013; Scapozza et al., 2014; Vivero et al., 2022), underscore the need for detailed investigations into their internal structure and displacement characteristics. Understanding these processes is essential for assessing permafrost stability, climate change impacts, and high-altitude hydrological contributions (Haeberli et al., 2006; Knight et al., 2019).

Although rock glaciers can evolve under different settings—ranging from purely periglacial conditions to glacially derived ice cores—they are typically linked to cold climates where permafrost is sustained (Barsch, 1978; Giardino & Vitek, 1988; Whalley & Martin, 1992; Knight et al., 2019). Two primary conceptual models have been proposed for rock glacier development. The first is a permafrost model, describing slow permafrost creep within ice-rich debris matrices (Wahrhaftig & Cox, 1959; Haeberli, 1985). The second is a glacial model, in which stagnant ice or ice patches become buried by debris, forming an ice core that creeps downslope (Potter, 1972; Humlum, 1982). It is, however, not uncommon for a single rock glacier to display mixed characteristics or to undergo multiple transitions over time

(White, 1976). Determining whether a rock glacier is dominated by permafrost creep, glacial ice, or a combination of both has broad implications for understanding paleoenvironmental conditions and for predicting future dynamics under changing climatic regimes.

In Türkiye, the Eastern Black Sea Mountains represent one of the most extensive periglacial regions of the country, containing numerous active and relict rock glaciers (Dede et al., 2015; Yeşilyurt et al., 2018; Yılmaz & Yeşilyurt, 2023; Dede, 2023). The DRG on Mt. Kaçkar is one of the largest examples in this region, exhibiting multiple lobes and distinct morphological features. Earlier work in the Mt. Kaçkar addressed the timing of glaciations through cosmogenic exposure dating of moraines (Akçar et al., 2007). However, detailed research on rock glacier kinematics in the region has been limited, with few high-resolution surface measurements capable of capturing annual motion or surface change.

This study aims to analyze the geomorphological and kinematic characteristics of the DRG to enhance our understanding of rock glacier dynamics in the Mt. Kaçkar. By utilizing GNSS-supported Unmanned Aerial Vehicle (UAV) photogrammetry, high-resolution Digital Surface Models (DSMs) and orthophotos were generated for the 2023–2024 period. These datasets facilitate the precise assessment of surface displacement and morphological features, allowing for an evaluation of how topographic and climatic factors influence rock glacier activity. Through the integration of kinematic analyses and geomorphological interpretations, this research seeks to determine the extent of permafrost-related movement, identify possible ice cores, and assess the implications of these results for long-

term permafrost stability and environmental changes in high mountains.

Material and Method

Fieldwork campaigns were carried out in August 2023 and 2024 to collect GNSS and UAV data. A permanent GNSS reference point was established on stable bedrock near the rock glacier front. This station was used to record 1-second interval RINEX data during UAV flights, thereby providing precise positional information via post-processing kinematic (PPK) corrections (Türk & Öcalan, 2020). The UAV surveys were performed with a DJI Mavic 3 Enterprise, operating flight lines with a forward overlap of at least 80% and a sidelap of 70%. Flight altitudes between 90 and 125 m above ground level were chosen to achieve ground sampling distances ranging from approximately 2.5 to 3.5 cm per pixel. To ensure consistent spatial resolution, flight paths were organized parallel to the main downslope direction of the rock glacier, compensating for the 400 m altitude difference between the rooting zone and the terminus. A total of around 1100 stereoscopic images were acquired each year. Using Agisoft Metashape®, dense point clouds were produced and used to generate high-resolution DSMs and orthophotos with sub-decimeter horizontal accuracy.

The mapped extent of the DRG was digitized within a Geographic Information Systems (GIS) environment. Ridge and furrow patterns, frontal slopes, and lateral margins were delineated on the basis of orthophotos, hillshade models, and Red Relief Image Maps (Chiba et al., 2008). Manual image correlation of repeated orthophotos from 2023 and 2024 was performed to define horizontal displacement vectors. Areas characterized by minimal or no visible movement (<3 cm/y) were excluded due to potential cumulative errors from GNSS and UAV imagery. Vertical changes were assessed by differencing the 2023 and 2024 DSMs, using a minimum vertical threshold of 5 cm to rule out noise from photogrammetric processing (Wheaton et al., 2010; Vivero & Lambiel, 2024). The accuracy of vertical change detection was also verified in areas of stable terrain bordering the rock glacier.

Results and Discussion

The Derebaşı Rock Glacier exhibits a complex, multi-lobed structure, extending 1388 m downslope with a total area of around 0.63 km². The main body (LB1) merges with a lateral lobe (LB2) on the west and a more independent, younger lobe (LB3) on the south-southwest, forming a composite feature shaped by both glacial (ice-core) and periglacial (permafrost) processes. Morphometric analysis reveals that LB1 includes a relict frontal section (Unit 1) characterized by subdued topography, vegetation cover, and an absence of detectable movement. This section is consistent with the hallmarks of fossil or relict rock glaciers, in which any remaining ice has long since melted, allowing for soil development and plant colonization (Haeberli, 1985; Baroni et al., 2004).

A middle section of LB1 (Unit 2) displays pronounced ridges and furrows typical of permafrost creep, yet annual kinematic measurements indicate very low activity, suggesting a transition toward inactivation. By contrast, the upper segment of LB1 (Unit 3) is clearly active, exhibiting both horizontal and vertical displacements. Here, the surface is nearly devoid of lichens or vascular plants, consistent with ongoing movement and regular overturning of debris. The photogrammetric measurements in this upper segment show a yearly horizontal displacement of up to 15–40 cm in parts of the flowline, driven by compressive flow near the boundary with the stable Unit 2. This compression is evidenced by strongly developed, parallel ridge-trough systems. LB3 stands out as the most active component, with a maximum annual horizontal displacement of 60 cm measured at its frontal slope. This lobe features a convex surface, hinting at a possible ice core. The vertical change analysis confirms a moderate surface uplift (in some areas approaching 20 cm over one year) near the center of LB3, while the front experiences a slight surface lowering (approximately 15 cm) attributed to tensile stress and potential thinning of internal ice. Similar processes have been documented in rapidly moving rock glaciers in the Swiss Alps (Delaloye et al., 2013) and highlight the

heterogeneous nature of periglacial creep (Haeberli et al., 2024).

Regarding the origin of the DRG, the overall morphology suggests interactions between ice core and permafrost creep (White, 1976; Whalley & Martin, 1992). LB1's frontal sections may represent older glacier remnants from late Pleistocene or early Holocene glaciations (Akçar et al., 2007), later reworked and partially reactivated by permafrost creep. The rooting zone of LB1 and the entirety of LB3 likely contain preserved ice cores. However, direct evidence such as thermokarst depressions or exposed ice patches was not identified in the study, unlike other sites in the eastern Black Sea region where dead-ice exposures have been observed (Kaldırım, 2023). Establishing definitive ice-core thickness or geometry would require geophysical surveys or borehole drilling. From a broader perspective, the estimated lower boundary of permafrost around 2900 m a.s.l. in the Mt. Kaçkar aligns with morphological indicators such as rock glacier distribution and the continued presence of small cirque glaciers above 3000 m. a.s.l. While the detected movements in LB3 and the upper portion of LB1 suggest ongoing permafrost creep, the single-year timescale does not permit definitive conclusions about longer-term trends.

Conclusion

The Derebaşı Rock Glacier represents a prominent example of a composite rock glacier system in the Mt. Kaçkar, offering valuable insights into both periglacial and glacial processes in one of Türkiye's most extensive periglacial areas. GNSS-supported UAV photogrammetry and high-resolution DSM differencing reveal that this rock glacier comprises active, inactive, and relict segments. The most notable movement occurs in LB3, with annual horizontal displacements up to 60 cm. LB1 shows spatially variable behaviors, ranging from relict front sections to moderately active zones near its rooting zone. These results support the interpretation that the DRG formed under mixed glacial and periglacial processes, with ongoing ice preservation in the upper lobes and extensive permafrost creep. The results also suggest that local topography,

sediment supply, and possible ice content all contribute to the heterogeneous motion patterns observed. Although short-term velocity measurements cannot fully capture longer-term behavior, they highlight the sensitivity of DRG to climatic and geomorphic drivers. Longer-term monitoring efforts and detailed climatological data are imperative for detecting temporal variations in velocity and correlating them with local or regional warming trends. Future investigations should incorporate repeat UAV surveys, geophysical survey, and borehole observations to quantify internal ice content and thermal regimes. Such efforts will be critical for understanding the DRG's long-term response to climate variability, its role in local water storage, and the stability of periglacial landforms across high-mountain environments in Türkiye and beyond. By establishing a baseline for current kinematics, this study offers a foundation for ongoing periglacial monitoring and provides a valuable case study for evaluating the implications of climate change in high-alpine regions.

1. GİRİŞ

Periglasyal yer şekilleri, genellikle buz içeren sediman ve kaya döküntülerinin karışımından oluşur (Haeberli vd., 2006; Buckel vd., 2022). Bu oluşumlar arasında en karakteristik olanlardan biri kaya buzullarıdır. Kaya buzulları, düşük sıcaklıklar ve bol kaya döküntüsü ile ilişkilendirilen yüksek dağlık alanlarda yaygın olarak görülmektedir (Wayne, 1981; Haeberli, 1985). Permafrostun hareketiyle şekillenen aktif jeomorfolojik yapılar olarak tanımlanan bu oluşumlar, büyük miktarda buz ve moloz taşıyarak yüksek dağ çevrelerinde dinamik süreçlere katkıda bulunur (Vivero & Lambiel, 2024). Kaya buzulları, buz çekirdeği, gözenek buzu ve buz merccekleri ile köşeli kaya döküntüsünün birleşiminden oluşur ve bu karışım, mevsimsel olarak donup çözülebilen kaba bir döküntü tabakasıyla kaplıdır (Wahrhaftig & Cox, 1959; Potter, 1972; Haeberli, 1985; Barsch, 1996). Kaya ve buz karışımı içeriğiyle kaya buzulları yer çekimi etkisiyle yavaşça aşağı doğru hareket eder. Bu hareket sonucu, yüzeylerinde enine veya boyuna uzanan sırtlar ve oluklar oluşur ve genellikle plan görünimleri dil şeklinde ya da lobludur (Wayne, 1981; Haeberli, 1985; Haeberli vd., 2006; Janke & Frauenfelder, 2008). Buz içeriği ve hareket durumuna göre kaya buzulları, aktif, inaktif (hareketsiz) ve fosil olmak üzere sınıflandırılmaktadır (Barsch & King, 1975; Haeberli vd. 1979; Barsch, 1996). Kaya buzulları, glasyal, periglasyal ve paraglasyal ortamlar gibi farklı süreçlere dayanarak oluşabilse de (Giardino & Vitek, 1988; Knight vd., 2019), genellikle dağ permafrostunun bir göstergesi olarak kabul edilir ve permafrostun alt sınırını belirlemede önemli bir kriter olarak kullanılır (Barsch, 1978; Barsch, 1996). Üzerlerini kaplayan döküntü tabakası (aktif katman), buz içeriğini koruyan bir yalıtıcı katman görevi görür ve bu sayede kaya buzulları, çıplak buzullara kıyasla iklim değişikliğine karşı daha dirençli hale gelir. Bu özellikleri nedeniyle, özellikle kurak bölgelerde, kaya buzulları önemli bir tatlı su kaynağı potansiyeline sahiptir (Jones vd., 2018).

Kaya buzulları, yıllık birkaç santimetre ile metre arasında değişen hızlarda hareket edebilir ve bu

hareket zaman içinde belirgin yüzey değişikliklerine yol açabilmektedir (Giardino vd., 2011; Kääb, 2013). Kinematik davranışları, çevresel koşullardaki değişikliklere duyarlıdır ve özellikle yerel topografya, buz içeriği, sıcaklık koşulları, yağış koşulları ve beslenme koşullarındaki değişikliklere bağlı olarak farklı hızlarda ilerleyebilir (Haeberli vd., 2024). Özellikle sıcaklık artışı gibi termal değişimler, yüzey hızlarında mevsimsel veya yıllık varyasyonlara neden olabilmektedir (Vivero, 2024). Son yıllarda, Alpler, Himalayalar ve And Dağları'ndaki kaya buzullarında gözlemlenen hızlanmalar, bu yapıların sıcaklık artışlarıyla ilişkili olarak iklim değişikliğine duyarlılığını göstermektedir (Delaloye vd., 2013; Scapozza vd., 2014). Bu nedenle, kaya buzullarının uzun vadeli izlenmesi hem jeomorfolojik ve iklimsel araştırmalar hem de su kaynakları yönetimi açısından büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışmada, Türkiye'nin en geniş periglasyal alanlarından biri olan Doğu Karadeniz Dağları'ndaki Derebaşı Kaya Buzulu (KB) ele alınmıştır. Aktif, inaktif ve fosil bölümlerden oluşan karmaşık bir sistem niteliğindeki Derebaşı KB'nin çevresindeki morenlerin tarihlendirilmesi (Akçar vd., 2007), bu oluşumun zamanının anlaşılmasını kolaylaştırmaktadır. Çalışmada GNSS destekli insansız hava aracı (İHA) temelli sayısal fotogrametri yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemle kaya buzulunun 2023-2024 yılları arasındaki 1 yıllık hareket hızı ve yüzey deformasyonları belirlenmiş; jeomorfolojik ve morfometrik özellikleri ile aktivite durumu analiz edilmiştir. Elde edilen bulgular doğrultusunda, Derebaşı KB'nin oluşum sürecinden günümüze kadar geçirdiği evrim değerlendirilmiş ve permafrost bozulması ile dağ ekosistemi stabilitesi üzerindeki etkileri incelenmiştir. Bu analizler, kaya buzulunun kısa dönemli dinamik evrimini ve kinematik özelliklerini daha iyi anlamaya katkı sağlarken, aynı zamanda Kaçkar Dağı'ndaki çevresel değişimlerin daha kapsamlı şekilde değerlendirilmesine de olanak tanımaktadır.

1.1. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Doğu Karadeniz Dağları, Türkiye'nin en geniş buzullaşma sahasıdır (Yeşilyurt vd., 2018; Yılmaz & Yeşilyurt, 2023). Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde onlarca vadi buzulunun bin

km²'den daha geniş bir alana yayıldığı Doğu Karadeniz Dağları'nda bugün birkaç küçük sirk buzulu 3932 m yüksekliğe ulaşan Kaçkar Dağı'nda bulunmaktadır (Şekil 1). Öte yandan Doğu Karadeniz Dağları, mevcutta Türkiye'nin en geniş periglasyal sahalarının başında gelmektedir. Paleobuzul alanıyla kabaca örtüşen bu zonda yaklaşık 200'ü aktif olan 1000'den fazla kaya buzulu bulunur (Şekil 1b). Bu çalışmaya konu olan Derebaşı KB, Kaçkar Dağı'nda yer almaktadır (Şekil 1c). Kaçkar Dağı'nın kuzeyinde Kavron buzul vadisi, doğu ve güneydoğusunda Barhal vadisinin kolları olan Hastaf ve Dübe buzul vadileri, güneyinde Davalı buzul vadileri bulunur. Kavron, Dübe ve Hastaf vadilerinde glasyal ve periglasyal konulu çalışmalara ek olarak kozmojenik tarihlendirme yöntemi uygulanarak buzullaşma tarihçesinin kurulduğu çalışmalar da yapılmıştır (Ör: Erinc, 1949; Löffler, 1970; Doğu vd., 1993; Akçar & Schlüchter, 2005; Akçar vd., 2007; Reber vd., 2022).

Doğu Karadeniz Dağları Karadeniz kıyısı gerisinde hızla yükselerek 40 km mesafede Kaçkar zirvesiyle 3900 metrenin üzerine çıktıktan sonra ana zirve eksenine paralel olarak güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanan Çoruh vadisine iner. Dolayısıyla yüksek bir yamaç gradyanına sahiptir. Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde oluşan buzullar ana sırt hattının kuzeyinde ve güneyinde 20 km'yi bulan uzunluğa ulaşmışlardır. Bugün bu buzulların kazdığı vadilerin sirkler bölgesinde soğuk dağ ortamıyla ilişkili olan kaya buzulları başta olmak üzere periglasyal yerşekilleri göze çarpar.

Doğu Karadeniz Dağları'nın temelini Kaçkar granitoyidi oluşturduğu için genellikle 3000 m altı yükseltilerde granitler görülürken, zirveler bölgesi volkanik litolojiye sahiptir (Güven, 1998). Bu nedenle Derebaşı KB'nin dil bölümü granitik litolojiye sahipken, kök bölümü volkanik kayalardan oluşmaktadır. Doğu Karadeniz Dağları'nın orografik özelliklerine bağlı olarak denize bakan kuzey yüzü yüksek yağışlara sahip olup, Çoruh vadisi yamaçları olan güneye bakan yüzü daha kuraktır. Meteorolojik veriler daha çok buzullaşma sınırı dışındaki meteoroloji istasyonlarından sağlandığı için, bugün kaya buzullarının olduğu yüksek sirkler bölgesini karakterize eden bir yağış verisi bulunmamaktadır.

2. YÖNTEM

Veri toplama ve araştırma yöntemleri, çalışmanın ana aşamalarını temsil eden üç alt bölüme ayrılmıştır. Bunlar GNSS ölçümleri, İHA (insansız hava aracı) ölçümleri, yüzey kinematiki ve yüksek çözünürlüklü jeomorfolojik haritalama çalışmalarıdır.

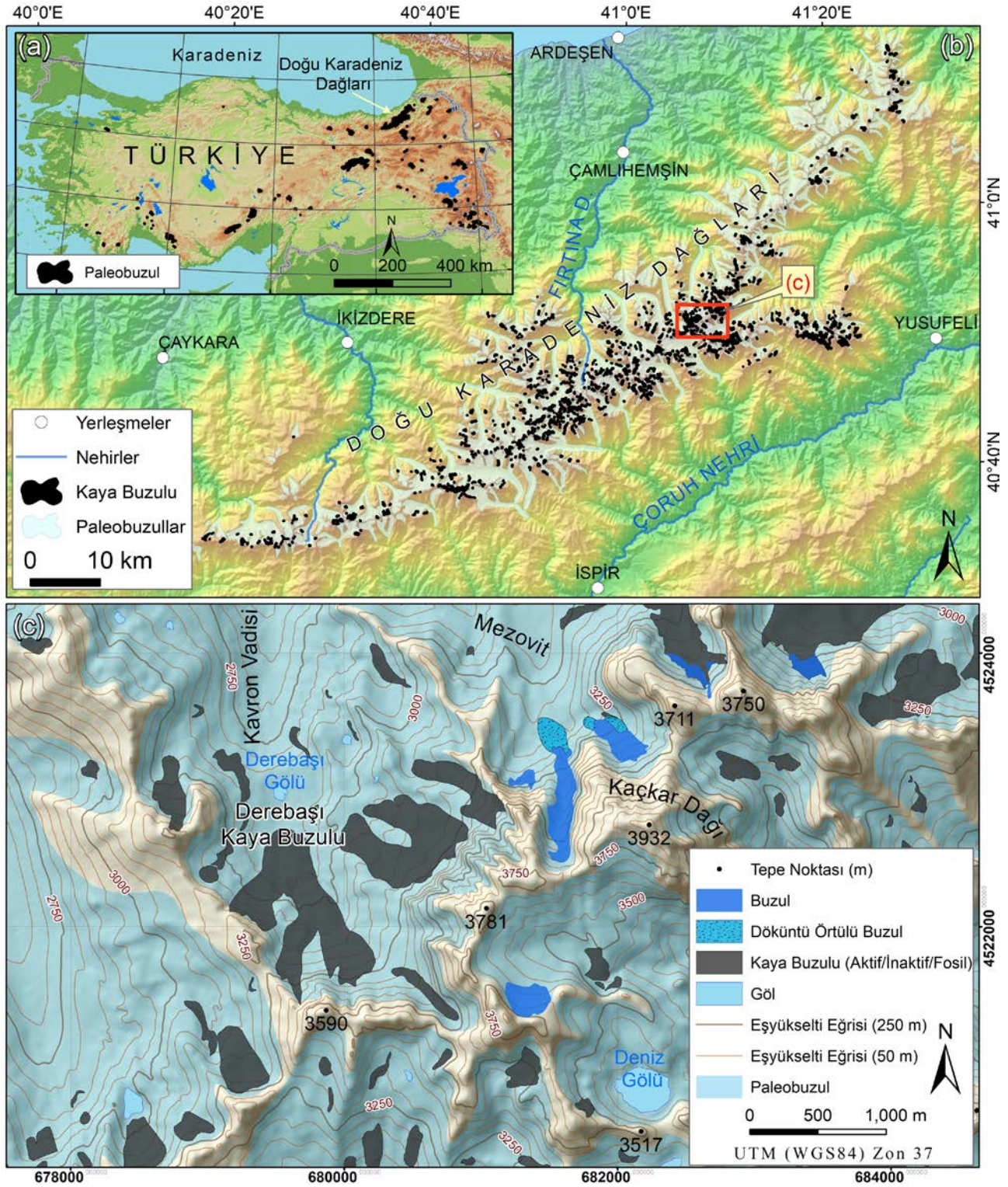
2.1. Jeodezik Ölçümler, İHA Uçuş Planlaması ve Sayısal Fotogrametri

2023 yılının Ağustos ayında gerçekleştirilen arazi çalışmalarında, Derebaşı KB'nin önündeki anakaya eşiği üzerinde bir GNSS ölçüm noktası belirlenmiştir. Sabit anakaya yüzeyinde "+" şeklinde çentik açılarak bu noktaya tripod destekli jalon üzerinde E-Survey'in E600 model GNSS alıcısı yerleştirilmiş ve TUSAGA-Aktif kullanılarak koordinatları belirlenmiştir. Bu GNSS noktası, sonraki yıllarda tekrarlanacak arazi çalışmalarında sabit referans noktası olarak kaydedilmiştir. 26 Ağustos 2023 ve 20 Ağustos 2024 tarihlerinde gerçekleştirilen İHA uçuşları sırasında, bu noktada 1 saniyelik RINEX formatında GNSS verileri toplanarak, İHA ile elde edilen görüntülerin konumsal doğruluğunu artırmak için kullanılmıştır.

Stereoskopik hava fotoğrafı çekimlerinde, DJI Mavic 3 Enterprise modeli İHA kullanılmış ve uçuş planlaması DJI Pilot 2 yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Yüksek doğruluk ve detaylı görüntüler elde edebilmek için, doğrusal bindirme oranı % 80'in üzerinde, yanal bindirme oranı % 70 olarak belirlenmiştir. İHA'nın uçuş yüksekliği, 2.5-3.5 cm/piksel yersel çözünürlüğe sahip görüntüler elde edebilmek için yerden 90-125 metre aralığında olacak şekilde optimize edilmiştir. Kaya buzulunun kök bölümü ile dil bölümü arasındaki yükseklik farkı 400 m'ye ulaşmaktadır. Bu nedenle harita ölçeğinin sabit tutulması için uçuş hatları kaya buzulunun akış yönüne paralel olarak planlanmış ve yüzeye göre sabit irtifada uçuş gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemle, kaya buzulunun tamamında eşit çözünürlük ve ölçekte görüntüler elde edilmiştir. 2023 ve 2024 yıllarında yapılan arazi çalışmalarında sis oluşumunun kaya buzulu üzerindeki görüntü kalitesini etkilememesi için uçuşlar sabah saat 09:00 ile 12:00 arasında tamamlanmıştır. Sabah saatlerinde yapılan İHA uçuşları nedeniyle kaya buzulu üzerindeki

bloklar ve engebeli yüzeylerin gölgeleri görece belirgin olmuştur. Kontrastın yükselerek ortofotolarda yerşeklinin daha net

görüntülenmesini sağlayan bu durum, otomatik yer değiştirme ölçümlerini olumsuz etkilemektedir.



şekil 1: Çalışma alanının lokasyon haritası. (a) Türkiye'deki paleobuzullaşma alanları ve Doğu Karadeniz Dağları'nın yeri. (b) Doğu Karadeniz Dağları'ndaki paleobuzullar ve kaya buzullarının dağılışı. Paleobuzul sahaları güncel periglasyal sahalarla büyük oranda örtüşmektedir. (c) Kaçkar Dağı'nın genelleştirilmiş glasyal ve periglasyal jeomorfoloji haritası / **Figure 1:** Location map of the study area. (a) Paleoglaciatioon areas in Türkiye and the position of the Eastern Black Sea Mountains. (b) Distribution of paleoglaciers and rock glaciers in the Eastern Black Sea Mountains. Paleoglacial areas largely overlap with present-day periglacial zones. (c) Generalized map of glacial and periglacial landforms in the Mt. Kaçkar.

Arazi alışmaları sırasında, ortalama 1100 adet stereoskopik hava fotoğrafı elde edilerek sayısal fotogrametri ile analiz edilmiştir. İHA ile çekilen fotoğrafların konumsal doğruluğu, İHA'nın kinematik GNSS verileri ile kaya buzulu önünde konumlandırılan sabit referans alıcısının statik GNSS verilerinin REDtoolbox yazılımı kullanılarak PPK (Post-Processing Kinematic / Ölçüm Sonrası Kinematik) yöntemiyle işlenmesi ile artırılmıştır. Bu süreçte, İHA tarafından çekilen görüntülerin koordinatları, sabit GNSS alıcısı referans alınarak rölatif konumlama prensibine göre düzeltilmiş ve yüksek hassasiyetli konum verileri elde edilmiştir (Türk & Öcalan, 2020). Güncellenen koordinatlar, REDtoolbox yazılımı tarafından doğrudan İHA fotoğraflarının meta verilerine kaydedilmiştir.

Fotogrametrik analizlerde, İHA görüntülerinin yanı sıra, Harita Genel Müdürlüğü'nden (HGM) temin edilen 15 cm/piksel yersel çözünürlüğe sahip 4 bantlı (RGB + NIR) stereoskopik hava fotoğrafları da kullanılmıştır. HGM hava fotoğraflarına ait dış yöneltme parametreleri (kameranın yalpalama açıları, odak uzaklığı ve sensör boyutu gibi) fotogrametri aşamasında kullanılmıştır (Uysal vd., 2015; Hendrickx vd., 2019). Stereoskopik İHA görüntüleri ile HGM görüntüleri yer kontrol noktası kullanılmadan Agisoft Metashape® yazılımı ile işlenerek ilk aşamada fotogrametrik dengeleme gerçekleştirilmiştir (Westoby vd., 2012; Hendrickx vd., 2019). Daha sonra yoğun nokta bulutu oluşturulmuş ve İHA için 2-3 cm/piksel, HGM için 15 cm/piksel mekânsal çözünürlüğe sahip sayısal yüzey modeli (SYM) ve ortofotolar üretilmiştir. Üretilen bu harita ürünleri, kaya buzulu alanlarının detaylı haritalanması ve uzun vadeli değişim analizleri için temel veri seti olarak kullanılmıştır.

2.2. Yüzey Kinematiği Ölçümleri

Derebaşı KB'daki hareket ve deformasyonların zamansal değişiminin belirlenmesi, akış yönü ve hareket dinamiklerinin anlaşılması için fotogrametrik ürünler kullanılarak hız vektör analizi yapılmıştır. Bunun için 2023-2024 yıllarına ait İHA temelli ortofoto ve SYM'ler kullanılmıştır. Yerşeklinin yüzey kinematiklerinin belirlenmesinde farklı zamanlara ait ortomozaiklerdeki belirgin noktaların manuel olarak karşılaştırılması kullanılan yöntemlerden birisidir (Messerli ve

Zurbuchen, 1968). Farklı zaman serilerine ait ortofotoların otomatik olarak karşılaştırılmasını ve yatay hareket hızlarının belirlenmesini sağlayan yazılımlar da yaygın olarak kullanılmaktadır (Heid & Käab 2012; Vivero vd., 2022). Ancak bu çalışmada bir yıllık arayla oluşturulan ardışık ortomozaik görüntüler üzerinde ortak referans noktaları belirlenmiştir. Daha sonra 2023 tarihli ortomozaik görüntüdeki referans noktası başlangıç noktası olarak alınmış, 2024 tarihli ortofoto ise bitiş noktası olarak seçilmiştir. Ardışık görüntülerdeki aynı noktalardaki yatay kaymalar için başlangıç ve bitiş noktaları arasında vektör biçimli bir doğru çizilmiştir. Bu doğrular hem bir yıldaki yatay yer değiştirmenin ölçölmesini sağlamış hem de hareket yönünün hesaplanmasını sağlamıştır. 3 cm altındaki hareket hızları GNSS ve İHA tabanlı hata payları nedeniyle analiz dışı bırakılmıştır. Derebaşı KB'da yatay hareket hızlarının tespiti için 201 ölçüm gerçekleştirilmiştir.

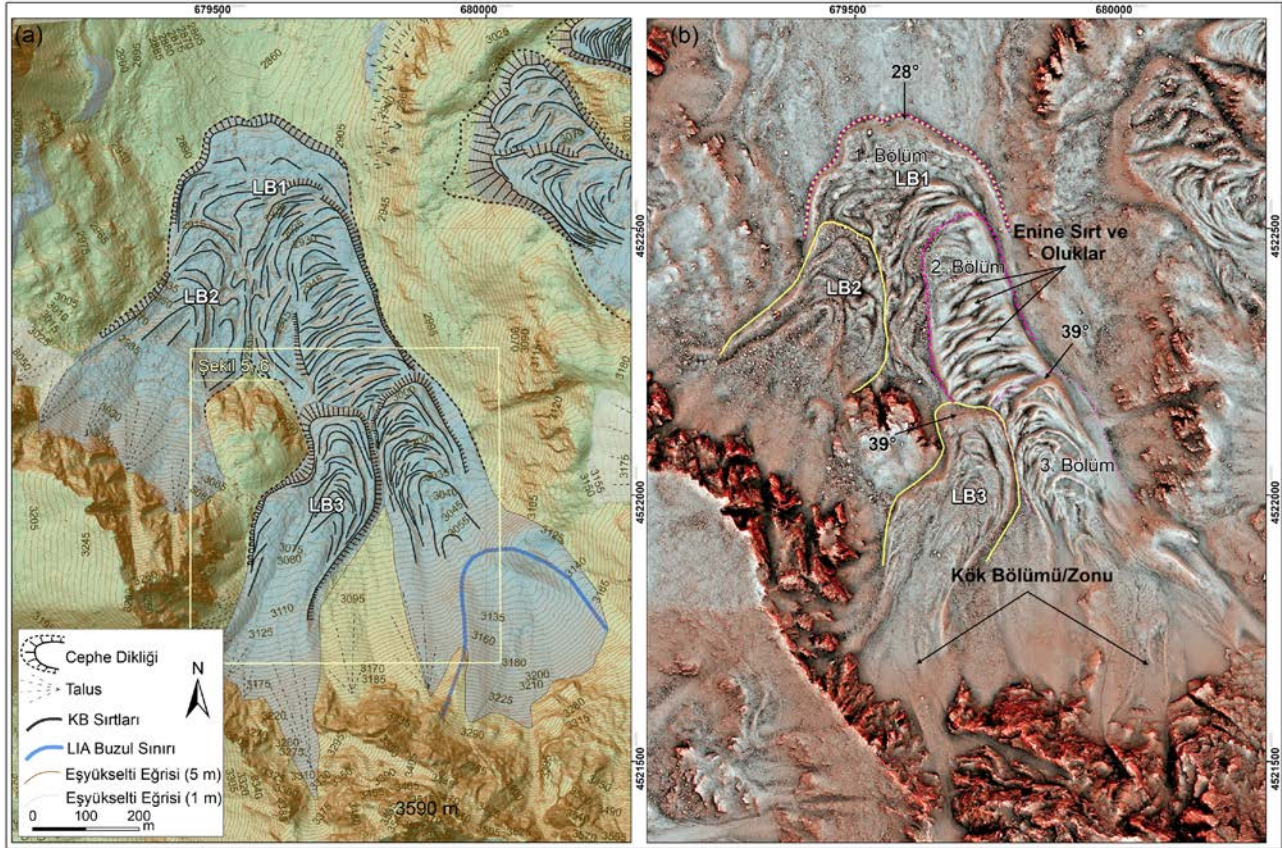
Kaya buzulu gibi hareketli jeomorfolojik oluşumlarda yatay yer değiştirme hızlarına ek olarak dikey deformasyonlar da izlenmektedir (Lane vd., 2003). Derebaşı KB'da iki farklı yıla ait SYM'ler karşılaştırılarak dikey hareket yönleri de saptanmıştır. Bunun için GCD (Geomorphological Change Detection) yazılımı kullanılmış (Wheaton vd., 2010) ve SYM'ler karşılaştırılarak yükselen ve alçalan yüzeyler saptanmıştır (Vivero & Lambiel; 2024). SYM'ler karşılaştırılırken minimum eşik değeri 5 cm olarak kabul edilmiş ve bu değerin altındaki değişimler gözardı edilmiştir.

2.3. Jeomorfolojik Haritalama

Çalışmada kullanılan yer isimleri, 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından alınmıştır. Fotogrametrik yöntemlerle elde edilen yüksek özünürlüklü SYM ve ortofotolar, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında sayısallaştırma sürecinde temel veri seti olarak kullanılmıştır. CBS yazılımları yardımıyla, öncelikle Kaçkar Dağı'ndaki buzullar ve kaya buzullarının sınırları sayısallaştırılmıştır. Ardından, kaya buzullarına ait sırtlar, oluklar ve cephe diklikleri haritalanmıştır. Sayısallaştırma işlemiyle vektör formatına dönüştürölen bu jeomorfolojik birimler, arazi çalışmaları sırasında toplanan verilerle birlikte yorumlanarak jeomorfoloji haritaları tamamlanmıştır (şekil 2). Haritaların temel katmanı olarak SYM'ler kullanılmıştır.

Glasyal ve periglasyal süreçlerin jeomorfolojik özelliklerinin daha iyi anlaşılması amacıyla, SYM'lerin hillshade görsellerine ek olarak Red Relief Image Map (RRIM / kırmızı rölyef haritası) görüntüleri hazırlanmıştır (Chiba vd., 2008; Chu vd., 2019; Kaneda & Chiba, 2019). RRIM haritası, QGIS 3.36 yazılımında SAGA eklentisi kullanılarak oluşturulmuş ve yüzey şekillerinin detaylarını daha iyi analiz etmek için detay

jeomorfoloji haritalarıyla birlikte değerlendirilmiştir (Şekil 2b). RRIM görselleri, morfolojik detayların daha kolay kaya buzulu sınırları, morfolojik ve kinematik kriterler temel alınarak belirlenmiş ve en son veri seti kullanılarak sayısallaştırılmıştır. Çalışmada gerçekleştirilen morfometrik analizler, SYM'ler temel alınarak Global Mapper® yazılımı ile yapılmıştır.



Şekil 2: Derebaşı KB'nin jeomorfoloji haritası ve kırmızı rölyef haritası. Jeomorfoloji haritasında belirgin olarak gösterilen cephe diklikleri ve yüzey sırt-oluk yapıları kırmızı rölyef haritasında bariz bir şekilde izlenebilmektedir.

Figure 2: Geomorphological map and red relief image map of the Derebaşı Rock Glacier. The frontal slopes and surface ridge-trough structures highlighted in the geomorphology map are distinctly visible in the red relief image map.

3. BULGULAR

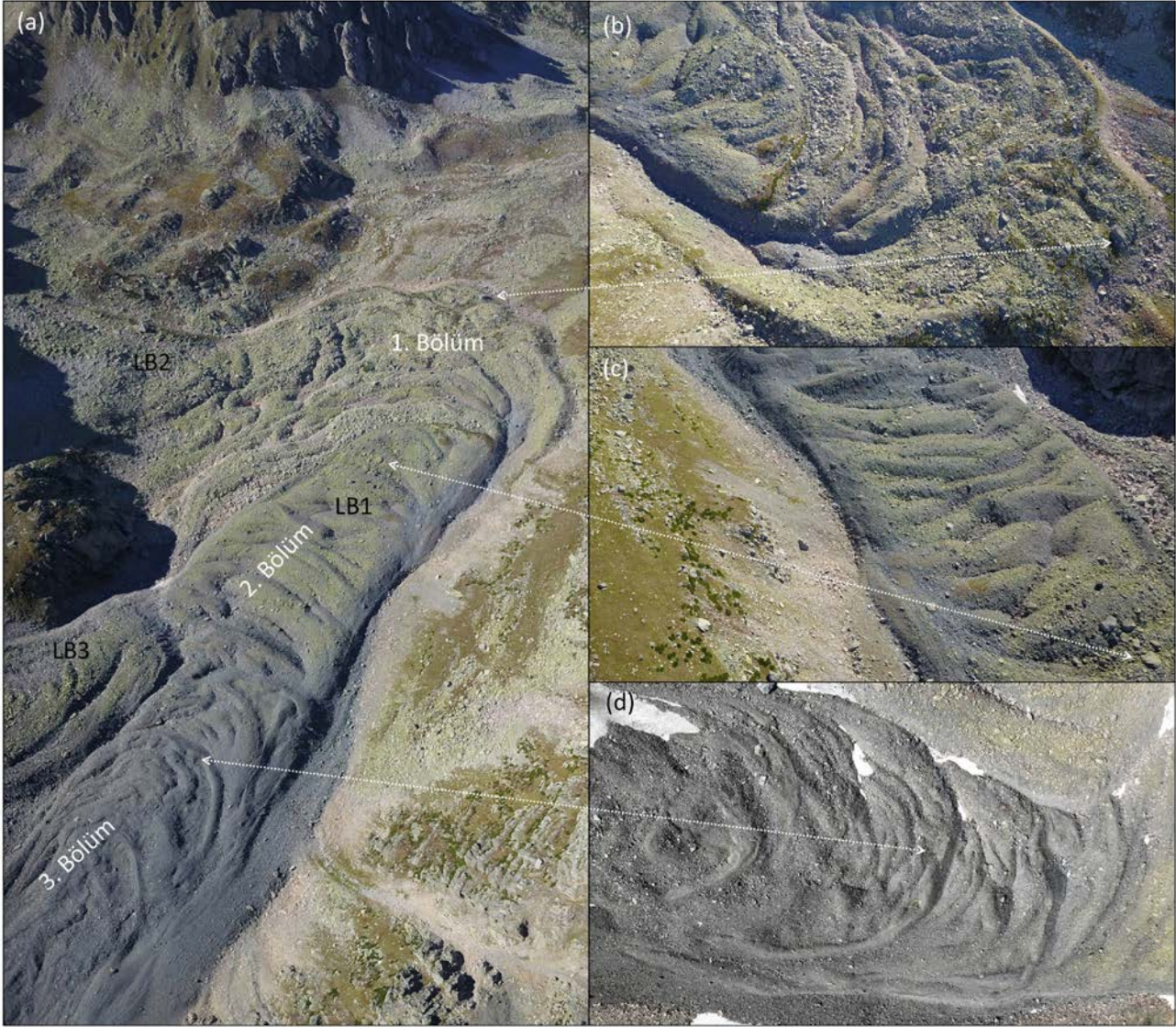
3.1. Jeomorfolojik ve Morfometrik Özellikler

Derebaşı KB, Kavron Buzul Vadisi'nin ana sirkli içinde gelişmiş olan Doğu Karadeniz Dağları'ndaki en büyük kaya buzullarından birisidir. Genel olarak dil-şekilli (uzunluğu genişliğinden fazla) kaya buzulu sınıfına girmekle birlikte, genişleyen cephe bölgesi nedeniyle piedmont veya spatula-şekilli bir form olarak da değerlendirilebilir (Şekil 2). Derebaşı KB'nin uzunluğu 1388 m alanı 628000 m² dir. Kaya buzulunun ana gövdesinin genişliği

cephe bölümünde 350 m, orta bölümde en dar yerde ise 200 m'ye kadar düşer. Derebaşı KB üç lobun – LB1, LB2 ve LB3 – birleşmesi sonucu meydana gelmiştir. Ana gövde lobu LB1'dir, cephe bölümüne güneybatı yönlü bağlanan LB2 ise LB1 ile iç içe girmiş durumdadır. LB1'in kök bölümünde güneybatıdan ulaşan ancak ayrı duran LB3 bulunur. Kaya buzulunun kaynak bölümleri granit ve volkanik litoloji sınırına denk geldiği için, kaya buzulunun cephesi, LB2'nin tamamı ve LB3'ün bir bölümü granit, ana gövdenin orta ve kök bölümü volkanik kayalardan oluşmaktadır. Bu nedenle kaya buzulu belirgin bir kontrast oluşturmaktadır.

Kaya buzulunun yüzeyinde kum-çakıl boyutundan 14 m çapında bloklara kadar değişen büyüklükte kaya döküntüsü bulunmaktadır. Kaya buzulunun döküntü katmanını oluşturan köşeli kaya blokları, granit

litolojide volkanik litolojiye göre daha kaba görünümündedir. Kaya buzulunun cephesinde 200 m³ hacminde ve 500 tonu aşan ağırlıkta bloklar bulunmaktadır (Şekil 3).



Şekil 3: Derebaşı KB'nin farklı açı ve yönlerden İHA görüntüleri. (a) Kuzeybatıya doğru bakış, LB3'ün LB1'i ötelemesi ve LB3'ün yüzeyinde yoğun likenler görülmektedir; (b) kaya buzulunun relict cephe bölümü (LB1, 1. Bölüm); (c) LB1'in 2. Bölümünde yoğun liken örtüsü nedeniyle sarı ve yeşil tonlar hakim; (d) LB1'in 3. Bölümü likenlerden yoksun olduğu için koyu renkli volkanik litoloji görülmektedir.

Figure 3: UAV images of the Derebaşı Rock Glacier from different angles and directions. (a) View towards the northwest, showing LB3 displacing LB1 and dense lichen coverage on LB3's surface; (b) Relict frontal section of the rock glacier (LB1, Unit 1); (c) LB1's Unit 2, where yellow and green tones dominate due to extensive lichen cover; (d) LB1's Unit 3, which appears darker due to the absence of lichens and the presence of volcanic lithology.

Ana gövdeyi oluşturan LB1, 3590 m yükseklikteki zirvenin kuzeyinde başlayıp kuzey-kuzeybatı yönünde (N341°) yaklaşık 1388 m uzanırken, bu mesafe içerisinde 400 m'lik bir yükseklik kaybı yaşar. Toplam alanı 352600 m² olan LB1, cephe dikliği hariç gövde eğimi boyunca 22°; alansal olarak ise 27°'lik bir eğime sahiptir. Yapısal olarak, aktif döküntü

katmanının günlenme koşulları, bitki ve liken örtüsü yoğunluğu ile eğim farklılıkları göz önüne alınarak üç üniteye ayrılmıştır (Şekil 3 ve 4). Bunlar dil bölümünde orman güllerinin bulunduğu relict bölüm (1. Bölüm), yoğun likenli orta bölüm (2. Bölüm) ve likensiz kök bölümü (3. Bölüm). 1. Bölüm Derebaşı Gölü'nün güneyinde daha sönük ve basık topoğrafyasıyla

dikkat çeken relikt bölümdür. Relikt bölümde yoğun bitki örtüsü, orman glleri ve yüzeyde ince unsurlu sedimanlar ile toprak oluşunu gözlemlenmektedir (şekil 3b, 4d). 1. Bölümün cephe kalınlığı 11 m, cephe dikliği eğimi ise 28°'dir. LB1'in 2. Bölümü cephe kısmı hariç volkanik litolojiden oluşmaktadır. Cephe dikliği kalınlığı 12 m, eğimi ise 37°'dir. Bu bölümün gövdesi derin paralel oluk-sırt yapısına sahiptir (şekil 3c). Kaya döküntüsü yoğun likenlerle kaplıdır. Bu bölümün gerisinde ise 3. Bölüm uzanmaktadır. 3. Bölümün cephe dikliği daha belirgin olup, 13 m kalınlıkta ve 39° eğime sahiptir (şekil 4b). Yüzeyinde bitki ve liken örtüsü bulunmamaktadır. Bu bölümün de yüzey morfolojisi oldukça belirgin paralel sırt ve oluk yapılarından oluşmaktadır (şekil 3d). Ancak buradaki sırt ile oluklar daha yoğun ve sığ yapıdadır. 3. Bölümün kök kısmı taluslarla sirk duvarına bağlanmaktadır (şekil 4a ve 4c). LB1'in kök bölümünde sığ bir depresyon bulunmaktadır. 1. Bölümde litoloji ağırlıklı olarak granitten oluşurken; 2. ve 3. bölümlerde volkanik kaya döküntüsü hakimdir (şekil 4d ve 4e).

LB2 (yan cephe lobu), ana gövdeye batı yamacından yaklaşarak bağlanır ve cephedeki granit kaya döküntüsünün taşınmasında etkilidir. LB1 ile LB2'nin birleştiği blgede, farklı hareket yönlerinin (KB ve KD) etkisiyle loblar belirli bir aıyla çarpışır; bu durum, düzensiz konsantrik sırt ve olukların oluşmasına neden olur (şekil 3a ve 4c). İlk birleşme alanından itibaren LB1 ile LB2 arasındaki sınırı oluşturan oluk takip edilerek iki lob arasındaki sınır ve stratigrafik ilişki belirlenebilmektedir. LB2'nin cephe dikliği 8 m kalınlığında olup, eğimi 40° olarak ölçülmüştür. Kaynağını granit anakayadan oluşan sirk yamacından alan bu lob, tamamen granit litolojiden oluşmakta ve yüzey topoğrafyası, cephede düzensiz sırt ve oluklarla, kök bölümünde ise daha engebesiz bir görünüm sunmaktadır.

LB1'nin 3. Bölümüne paralel uzanan 600 m uzunluğundaki LB3 (bağımsız kök lobu) ise dil şeklinde bağımsız bir lob olup, belirgin dışa bombeli (konveks) bir topoğrafyaya ve açık renkli sedimanlardan oluşan belirgin bir cephe dikliğine sahiptir (şekil 3a). 16 m kalınlıktaki bu cephe dikliğinin eğimi ise 39°, genişliği 125 metredir. Kenar dikliklerinin eğimleri ise daha

düşüktür. Bu lob 3300 metrelerden kaynaklanan bir çığ oluğu ve devamındaki talusla başlamakta ve 2967 m'de son bulmaktadır. Alanı 129500 m² olan LB3'n çizgisel yüzey eğimi 23°, alansal olarak ise 29°'dir. LB3'n cephe bölümüne doğru yüzeyinde bazı enine sırt ve oluklar olmakla birlikte oldukça silik bir görünüme sahipler. Bu nedenle bu lobun yüzeyi çok az engebeli olup daha düz bir topoğrafya sunmaktadır. LB3 başlangıçta sirk tabanına ve LB1'e doğru kuzeydoğu yönlü uzanırken, LB1 gövdesine ulaşmasıyla birlikte kuzeybatıya doğru bir dönüş yapmaktadır. Dolayısıyla LB1'in gövdesini aşamadığı için paralel olarak aynı doğrultuda uzanmaktadır. Ancak LB3'nin LB1'i kuzeydoğuya doğru sıkıştırdığı için LB1'in gövdesi burda kuzeye doğru sıkışarak ötelenmektedir. Dolayısıyla LB1'in daralmasına neden olmuştur (şekil 2 ve 3a).

3.2. Kaya Buzulu'nun Kinematik zellikleri

Derebaşı KB'da 2023-2024 aralığında bir yıllık hem yatay hem düşey yer değiştirme hızları hesaplanmış olup, LB1, LB2 ve LB3'n hareket hızları arasında önemli farklılıklar tespit edilmiştir. LB1'in 1. Bölümünde hareket saptanamamıştır. 2. Bölümde ise hareket hızı gövde kenarlarında çok düşük hızlarda olduğu için 1 yıllık zaman içinde anlamlı bir değişim saptanamamıştır. LB1'de yatay hareket ağırlıklı olarak 3. Bölümde belirginleşmektedir. Hareket hızları dil kısmında yıllık en fazla 15 cm'dir. Gövde üzerinde bu hareket hızı simetrik olmayıp gövdenin doğu sınırında daha belirgindir. Kök depresyonuna doğru hareket hızları 20 cm/yıl'ın üzerine çıkmakta sirk duvarına yaklaştıkça 40 cm/yıl'ı bulmaktadır. LB1'in 3. Bölümü olan bu aktif bölümde hareket yönleri kök depresyonu ile gövdenin ortasında kaya buzulunun merkezine doğru eğim aşağı olup, cepheye yaklaştıkça kuzeydoğuya (sağa) ve kuzeybatıya doğru (sola) doğru iki yönlü olarak sapmaktadır (şekil 5).

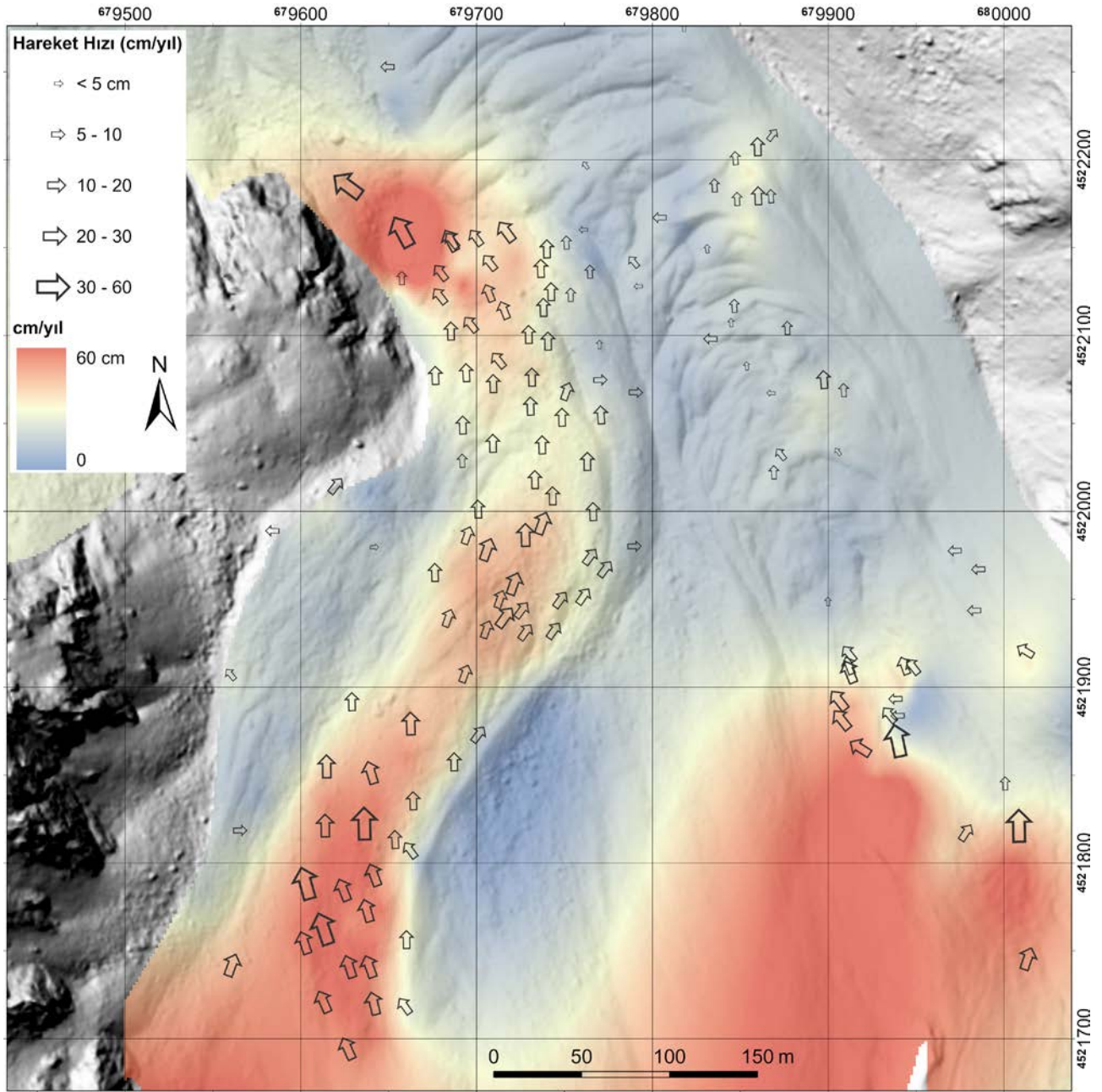
LB2'de hareket hızları LB1'in 2. Bölümünde olduğu gibi daha düşük kaydedilmiştir. 1 yıllık zaman diliminde kayda değer bir hareket hızı saptanamadığı için haritaya dahil edilmemiştir. LB3, Derebaşı KB'de aktivitesi en yüksek olan lobdur. Hareket hızı kök bölümünde ve cephede maksimuma çıkmakta, cephe gerisinde ise düşmektedir. Kök bölümünde yıllık hareket hızı 30 cm üstüne çıkmakta, cephenin u bölümünde

60 cm'ye ulaşmakla birlikte her iki bölümde ortalama 30 cm/yıl kadardır. Hareket yönü genellikle kaya buzulunun merkezine doğru eğim aşağı yönde izlenmekle birlikte, cephe bölümünde kuzey-kuzeydoğu (sağa) doğru

yönelme izlenmektedir. LB3'ün merkezi bölümü boyunca en yüksek hareket hızları izlenmekte, kenarlarda hareket hızı çoğunlukla sıfırlanmaktadır.



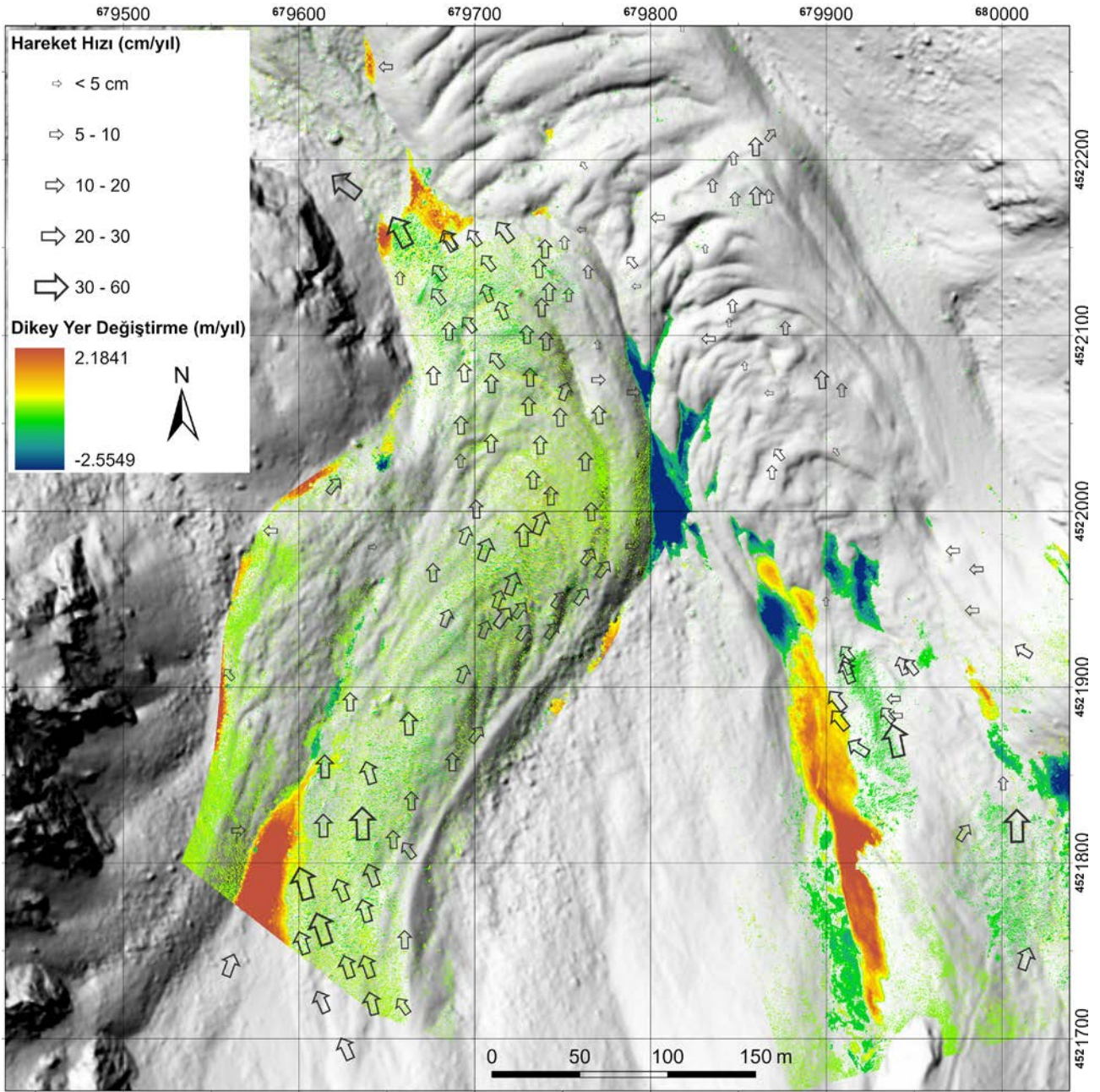
Şekil 4: Derebaşı KB yüzeyine ait arazi fotoğrafları. (a) Kök bölümü; (b) LB1'in 3. Bölümünün cephe dikliği, tam aktif bölümün başlangıcına işaret etmektedir; (c) Kaya buzulunun İHA görüntüsü, bakış yönü güneybatıdır; (d) LB1'in 2. Bölümünde volkanik kaya döküntüsü üzerinde görülen yoğun liken örtüsü; (e) LB1'in 1. Bölümünde granit litoloji ve orman gülü örtüsü / **Figure 4:** Field photographs of the Derebaşı Rock Glacier's surface. (a) Rooting zone; (b) Frontal slope of LB1's Unit 3, marking the beginning of the fully active section; (c) UAV image of the rock glacier, view towards the southwest; (d) Dense lichen cover on volcanic rock debris in LB1's Unit 2; (e) Granitic lithology and rhododendron cover in LB1's Unit 1.



Şekil 5: Derebaşı KB'da 2023-2024 döneminde bir yıllık yatay yer değiştirme hızları haritası. Sarı ve kırmızı tonlar daha hareketli bölgeleri, mavi tonlar ise nispeten stabil alanları temsil etmektedir. Siyah oklar, hareket yönünü ve yıllık yer değiştirme hızlarını göstermektedir / **Figure 5:** Annual horizontal displacement velocity map of the Derebaşı Rock Glacier for the 2023–2024 period. Yellow and red tones indicate more active regions, while blue tones represent relatively stable areas. Black arrows show the direction of movement and annual displacement rates.

Derebaşı KB'da yatay yer değiştirmelere ek olarak saptanan bir yıllık düşey yer değişimleri daha sınırlı bir alanda gözlenmiştir. Kaya buzunun en aktif bölümü olan LB3, düşey yer değiştirmelerin de en belirgin olarak saptandığı bölümdür. Bu bölümün tamamında düşey yer değiştirme gözlenmiştir. LB3'ün cephe bölümünde ortalama 15 cm negatif yer değiştirme (yükseklik düşüşü), orta bölümünde ise ortalama 20 cm pozitif yer değiştirme (yüksekti artışı) saptanmıştır. Düşey yer

değiştirme ayrıca LB1'in kök depresyonunda sınırlı bir alanda saptanmıştır. Bu bölümde negatif yer değiştirme olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 6). 1 yıllık düşey yer değiştirmeler büyük oranda 20 cm altında gerçekleşmiştir. Şekil 6 incelendiğinde kaya buzullarının üzerinde veya kenarındaki çanaklarda belirgin düşey yer değiştirmelerin olduğu görülmektedir. Bu bölümler mevsimsel kar yamalarının oluşumu ve kaybolması ile ilişkili yükseklik değişimleriyle ilişkilidir.



Şekil 6: Derebaşı KB'da LB1'in kök bölgesi ve LB3'de 2023-2024 yılları arasındaki yıllık düşey yer değıştirme miktarları. Mavi tonlar negatif yer değıştirmeyi, kırmızı tonlar ise pozitif yer değıştirmeyi göstermektedir. Depresyon alanlarındaki koyu mavi renkler 2023 yılına ait kar yamalarını, kahverengi tonlar ise 2024 yılında oluşan kar birikim bölgelerini temsil etmektedir / **Figure 6:** Annual vertical displacement magnitudes in LB1's rooting zone and LB3 of the Derebaşı Rock Glacier between 2023 and 2024. Blue tones represent negative displacement, while red tones indicate positive displacement. Dark blue colors in depression areas correspond to snow patches from 2023, whereas red areas indicate snow accumulation zones in 2024.

4. TARTIşMA

4.1. Derebaşı Kaya Buzulu'nun Oluşum Kökeni

Kaya buzullarıyla ilgili araştırmalarda, bu oluşumların kökenine dair süregelen tartışmalar öne çıkmaktadır. Kaya buzullarının oluşum kökenine göre iki ana modelden bahsedilmektedir: bunlardan ilki periglasyal rejim koşulları altında gelişen permafrost modeli, diğeri ise glasyal koşullarda gelişen buz

çekirdekli modeldir. Permafrost modele göre kaya buzulları buz çimentolu bir matristen (kaya-buz melanjı) oluşur ve aslen talustan türemiştir (Wahrhaftig & Cox, 1959; Haeberli, 1985; Barsch, 1988). Bu modelde kaya buzulu gövdesi donmuş bir yapı sunar; içindeki buz, sedimanları bir arada tutan gözenek buzı özelliğinde olup, buz mercekleri de içerebilmektedir. Dolayısıyla permafrost sınırında gelişen bu tip kaya buzulları, dağ permafrostunun alt sınırının belirlenmesi

açısından önemli birer gösterge niteliğindedir. İkinci model olan glasyal modelde ise kaya buzullarının, geri çekilmekte veya durağan halde bulunan bir buzulun yüzeyine taşınan döküntü katmanının buzul buzunu kaplayıp gömmesiyle oluştuğu savunulur (Potter, 1972; Humlum, 1982; Benedict vd., 1986; Whalley & Martin, 1992). Bu görüşe göre, buzulun kütle dengesi söz konusu döküntüyü taşımaya yeterli gelmediğinden, yüzeydeki buzul buzunu gömülerek buz çekirdekli kaya buzulunu meydana getirir. Her iki model de mevcut ve eski iklim koşullarına dair önemli bilgiler sunma potansiyeline sahiptir; çünkü kaya buzullarının periglasyal veya glasyal kökeni, bu oluşumların geçmişteki iklim salınımları (örneğin periglasyal ve glasyal fazlar) ve bunların süreleri hakkında kritik ipuçları sunmaktadır. Örneğin periglasyal kökenli kaya buzulları permafrost sınırının zaman içindeki değişimi hakkında bilgi verirken, glasyal kökenli kaya buzulları ise kalıcı kar sınırı değişimleri ile buzul kütle dengesi hakkında önemli veriler sağlar. Ancak, kaya buzullarının donmuş gövdesinin hangi modele göre oluştuğunu belirlemek pratikte her zaman kolay olmamaktadır. Bazen bir kaya buzulunda her iki modeli yansıtan özellikler bir arada gözlenebilmektedir. Ayrıca yapılan çok sayıda çalışmaya rağmen kaya buzullarının içyapısını oluşturan permafrost katmanı veya buz çekirdeği henüz tam olarak aydınlatılamamıştır. Özellikle doğrudan sondaj ve jeofizik tabanlı çalışmaların sınırlı oluşu, bu konuda belirsizliklerin devam etmesine neden olmaktadır (Barsch vd., 1978; Haeberli vd., 1988; Musil vd., 2002; Leopold vd., 2011; Janke vd., 2015; Pavoni vd., 2023).

Türkiye’de kaya buzulları ve döküntü örtülü buzullar konusunda yapılan çalışmalar, Orta Toroslar ile Doğu Karadeniz Dağları’nda yoğunlaşmakla birlikte bu oluşumların kökeni, aktivitesi, yaşı, jeomorfolojik ve morfometrik özellikleri hakkında bilgilerimiz oldukça sınırlıdır (Löffler, 1970; Gürgen vd., 2010; Gürgen & Yeşilyurt, 2012; Çalışkan vd., 2012; Gürgen, 2016; Dede vd., 2016; Dede vd., 2017; Kaldırım, 2023; Tuncay, 2024). Büyük bir kaya buzulu olan Derebaşı KB, üç loblu bir gövde yapısına sahiptir ve loblar arasında belirgin farklılıklar olduğu görülmektedir. Her ne kadar bu alanda termokarst çökme veya

deformasyona bağlı buz mostrası gibi doğrudan buz çekirdeğini kanıtlayacak yapılar gözlenmemiş olsa da, jeomorfolojik özellikler bize önemli ipuçları sunmaktadır. Örneğin, White (1976) da kaşık biçimli kök depresyonları, merkezde menderesli sırt ve kanal yapıları ile termokarst çöküntülerini buz çekirdekli kaya buzullarının temel göstergeleri olarak tanımlamaktadır. Benzer şekilde sık ancak sığ enine sırt ve oluklar barındıran kaya buzullarının buz çekirdeği içerme olasılığının yüksektir. Ayrıca kalıcı kar sınırının kaya buzulu kök bölümüne yakın olması, oluşum sürecinde buzul kökenli bir yapının etkili olduğunu düşündürmektedir. Bu kapsamda, Derebaşı KB’nin LB3 lobundaki kalın ve şişkin gövde yapısı ile dik cephe eğimi, buz çekirdekli ve glasyal kökenli bir kaya buzulu olabileceğine yönelik güçlü kanıtlar sağlamaktadır (Şekil 2 ve 6). Aynı şekilde, LB1’in 3. bölümü de belirgin kök depresyonu ve yatay hareket hızıyla dikkat çekerek buz çekirdeği varlığına işaret etmektedir. Dolayısıyla LB3 ve LB1’in 3. bölümü, literatürde tanımlanan buz çekirdekli kaya buzulu modeline uyum sağlayan jeomorfolojik özellikler göstermektedir. Öte yandan, LB1’in 2. bölümünde izlenen derin sırt-oluk sisteminin, permafrost modeliyle ilişkilendirilen yapısal görünümü andırdığı söylenebilir. Zaman içinde buz çekirdeğini büyük ölçüde yitirmiş veya buz çimentolu matrise dönüşmüş olması da ihtimal dahilindedir; kinematik veriler bu birimin aktivitesinin daha düşük olduğu yönünde bulgular sunmaktadır. Sonuç olarak, Derebaşı KB’nin kaynak bölümleri buz çekirdekli model izlerini barındırırken, orta bölümler permafrost modelinin özelliklerini yansıtmaktadır. Bu da Derebaşı KB’nin kompleks bir jeomorfolojik gelişim sürecine sahip olduğunu ve farklı loblarda farklı oluşum modellerinin hakim olabileceğini göstermektedir.

4.2. Derebaşı Kaya Buzulu’nun Aktivitesi

Kaya buzullarının sınıflandırılmasında önemli bir ölçüt, bu oluşumların aktivite düzeyidir. Buz içeriği ve hareket hızı esas alınarak kaya buzulları; aktif, inaktif ve relikt olarak üç gruba ayrılır. Aktif kaya buzulları, içlerindeki buz çekirdeği veya kaya-buz melanjininin varlığı sayesinde sürekli hareket halindedir. İnaktif kaya buzullarında ise buz içeriği korunmakla

birlikte hareket tamamen durmuş veya çok yavaşlamıştır. Relikt kaya buzulları ise buz içeriklerini tümüyle yitirdikleri için hareketsizdir. Bu özellikler, tek bir kaya buzulu içinde kaynak alana olan mesafe arttıkça veya farklı loblar arasında değişkenlik gösterebilir. Bir kaya buzulu aktivitesini kaybettiğinde, bitki örtüsünün gelişmesi, toprak oluşumu ya da döküntü malzemesindeki kayaçların ayrışma ve oksitlenme izleri bu durumu yansıtan belirgin göstergelerdir (Baroni vd., 2004; Scotti vd., 2013). Haeberli (1985) ise aktif kaya buzullarının cephe eğimlerinde (front slope) sürekli hareket nedeniyle bitki örtüsüne rastlanamayacağını vurgular. Ayrıca aktif kaya buzullarında yüksek eğimli cephe diklikleri göze çarpar; hareket etkisiyle cephe dikliğinde taze sedimanlar ortaya çıkar ve kaya buzulu gövdesinde şişkin-bombeli bir görünüm hâkimdir (Ikeda vd., 2002; Janke vd., 2015; Wagner vd., 2020). Öte yandan fosil (relikt) kaya buzulları, daha basık bir topoğrafya sergileyip düşük eğimli cephe dikliklerinde bitki gelişimine olanak tanır. Kaya buzulları aynı zamanda dağ permafrostunun göstergeleri olup, paleoiklim koşullarının yeniden yapılandırılması ve dağ jeosistemlerinde duyarlı bir iklimsel kayıt sunmaları bakımından son derece önemlidir (Barsch, 1996; Degenhardt, 2009; Oliva vd., 2016; Alcalá-Reygosa, 2019). Güncel ve geçmiş ortam koşullarının anlaşılmasında kaya buzullarının aktivite özellikleri kritik bir rol oynamaktadır. Bu nedenle, oluşum kökenlerinin belirlenmesinin yanı sıra kaya buzullarının aktivite niteliklerinin de saptanması büyük önem taşır.

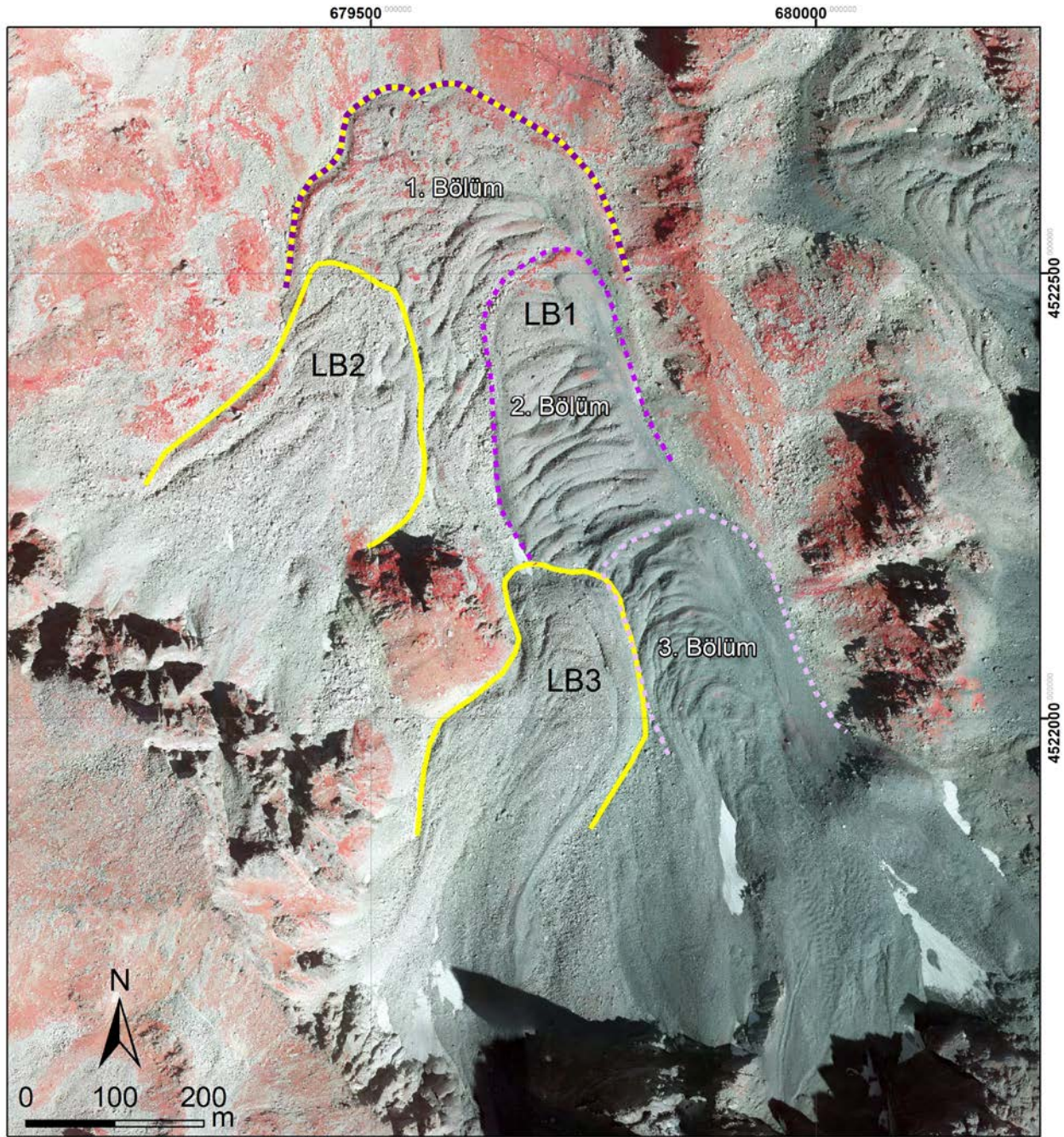
Löffler (1970), Derebaşı Kaya Buzulu'nun yüzeyini kaplayan döküntü malzemesindeki likenlerin boyutlarına göre bu kaya buzulunu aktivite özellikleri açısından sınıflandırmıştır. Buna göre, kaya buzulunun kök bölümünde (yüksek aktivite alanı) neredeyse hiç liken bulunmazken, orta kesimlerde çapı 6 cm'ye kadar ulaşan daha küçük likenler, cephe bölümlerinde ise 14 cm'ye varan daha büyük liken boyutları tespit edilmiştir. Ayrıca bitki-liken yoğunluğu ve denüdasýona bağılı renk farklılıkları, kızılötesi bantlı hava fotoğrafında da rahatlıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 7). Bu veriler, Derebaşı Kaya Buzulu'nun, köken sınıflandırmasında olduğu gibi aktivite

açısından da farklı özellikler gösterdiğini ortaya koyar. Kaya buzulunun cephesindeki 200 metre uzunluktaki bölümün (1. Bölüm) yüzeyinde orman gülleri ve otsu bitkiler yaygındır. Yüzey topoğrafyası basık olan bu birimde, cephe dikliği eğimi 28° ölçülmüş ve cephe yüzeyinde bitki örtüsü ve orman güllerinin geliştiği görülmüştür (Şekil 4e). İHA fotogrametrisi ve GNSS ölçümleri sonucunda, bu kısımda herhangi bir hareket veya deformasyon gözlenmemiştir. Dolayısıyla 1. bölüm, relikt kaya buzulu özelliklerinin tümünü sergilemektedir. Buna karşılık, 2. Bölüm daha şişkin bir yapı gösterir. Sadece kenar kısımlarında çok düşük hızlarda hareket saptanan bu birimin, parçalı olarak durağan olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca yüzeyinde yoğun liken gelişimi dikkat çeker. Tüm bu veriler, 2. Bölümün kısmen aktif kısmen inaktif bir yapıya (intact) sahip olduğunu göstermektedir. Öte yandan, LB1'in 3. Bölümü ile LB2 ve LB3'te fotogrametrik analizler sonucu belirgin bir aktivite olduğu görülmektedir. Söz konusu lobların kinematik ve jeomorfolojik özellikleri de bu bölümlerin aktif nitelikte olduğunu desteklemektedir. En önemli kanıtlar arasında, yüksek eğimli cephe diklikleri (39-40°), dışbükey-şişkin gövdeler ve cephelerde taze sediman yüzeylenmelerinin varlığı yer almaktadır. Ancak burda dikkat çekici olan durum, Derebaşı KB'nin en aktif bölümü olan LB3'ün özellikle cephe bölümü yüzeyinde görülen yoğun sayılabilecek liken örtüsüdür. Bu durum kaya buzulunun önceden durağan olduğunu, sonradan aktivitesinde artış gerçekleşmiş olabileceği ihtimalini doğurmaktadır. Dolayısıyla uzun süreli bir izleme programı yardımıyla bu durum açıklığa kavuşturulabilir.

Kaya buzulunun yatay hareket paternleri incelendiğinde, özellikle LB1'in 3. Bölümünde ve LB3'de dikkat çekici dinamikler göze çarpmaktadır. LB1'in aktif bölümünde, kök zonunda belirgin bir akış söz konusuyken cepheye yaklaştıkça hareket hızında önemli bir azalma gerçekleşmektedir. Bu yavaşlamada, 2. Bölümün durağan yapısının "frenleyici" etkisi olduğu düşünülmektedir. Bu nedenle 3. Bölümün cephesinde sıkıştırılmalı bir akış paterni ortaya çıkar; derin enine sırt ve oluk yapıları bu sıkıştırmanın karakteristik kanıtları arasındadır

(Şekil 7). Ayrıca 3. Bölümün dil kısmı, büyük ölçüde 2. Bölümün stabilitesinden kaynaklanan bir sapma göstererek kuzeydoğu yönüne doğru akışa zorlanmaktadır. Bu durum söz konusu sıkıştırmalı morfolojinin gelişimini pekiştirmektedir. Buna karşın, LB3 ise gerilmeli bir akış modeli sergilemektedir. LB1 ile çarpıştıktan sonra kuzeybatıya yönelen bu kütle, dil bölümünün önünde yer alan derin bir çanak nedeniyle ciddi bir engelle karşılaşmadan eğim aşağı doğru akışını sürdürmektedir. Bu sebeple LB3'nin yüzeyi daha düz ve daha az engebeli bir görünümündedir. Enine sırt ve oluklar ise oldukça

sığ görünümündedir. Düşey yer değıştirme verileri de gerilmeli akışı doğrulamaktadır: Cephe kısmında alçalma, orta bölümde ise kısmen yükselme saptanmıştır. Özellikle LB3'nin orta kesimi, LB1 ile çarpışmanın gerçekleştiği bölgeye yakın olduğundan, yöndeş akışa bağlı sınırlı bir sıkışma rejimi gözlemlenmektedir. Bu çarpışma LB1'in kuzeye doğru çıkıntı yapmasının diğeri bir sebebidir. Şekil 7'de bu durum açık bir şekilde görülmektedir. LB3, LB1'in gövdesini kuzeye doğru ötelediği için LB1'de 3. Bölümden 2. Bölüme geçişte bir dirsek oluştuğu görülmektedir.



Şekil 7: Derebaşı KB'nin 2015 Eylül ayına ait yakın kızılötesi ortofoto görüntüsü. Kırmızı renk tonları bitki örtüsü ve yoğun liken varlığına işaret etmektedir / **Figure 7:** Near-infrared orthophoto of the Derebaşı Rock Glacier from September 2015. Red tones indicate vegetation and dense lichen coverage.

Derebaşı KB'deki hareket hızlarının homojen bir dağılım sergilememesi, büyük ölçüde topoğrafik etkenlere bağlanabilir. Kaya buzunun kök bölümünün boyutu, sirk duvarının yüksekliği ve genişliği gibi faktörler, bölgeye taşınan kar ve kaya döküntüsü (debris) miktarını değiştirerek beslenme koşullarını ve dolayısıyla hareket hızını etkilemektedir. Ayrıca, LB1'in kök bölümünde muhtemel Küçük Buzul Çağı (KBÇ) buzularının çekilmesinden sonra ortaya çıkan bir depresyonun, kaya buzuna yeterli kar ve döküntünün ulaşmasını geciktirdiği düşünülmektedir. Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann (2018) ile Vivero vd. (2024) de KBÇ sonrası buzul çekilmesinin, kaya buzularının kök alanına sediman taşınım kapasitesini değiştirdiğini ve kaya buzulu alt kısmının beslenme bölgesinden kopmasına yol açarak morfolojiyi büyük ölçüde etkilediğini bildirmektedir. Bu durum, Derebaşı KB'nin ana lobundaki hareket hızında azalma yaratmış olabilir. Aynı bölgede taluslar üzerinde taze döküntü akışları gözlenmekte olup buz çekirdeğinin mevcudiyetini doğrular nitelikte önemli ipuçları sunmaktadır. Derebaşı KB'nin en aktif bölümü olan LB3'te ise KBÇ buzullaşmasına ait izlere rastlanmamaktadır. Dolayısıyla, KBÇ buzullaşmasının LB1 üzerindeki olumsuz etkileri bu lobda görülmemektedir. Aynı zamanda LB3, Derebaşı KB'nin en genç birimi olarak öne çıkar. Mevcut hareket hızına dayanarak LB3'ün, Orta Holosen döneminde oluşmaya başlamış olabileceği tahmin edilmektedir. Nitekim LB3'ün ana lobla stratigrafik bağlantısının zayıf olduğu düşünülmektedir. Başka bir deyişle bu lob LB1'den bağımsız olarak akışını sürdürmektedir. Derebaşı KB'nin 1. Bölümü olan relikt bölümün ise Geç Glasyal sonrasında, yüksek ihtimalle Genç Dryas döneminde oluşmaya başladığı düşünülmektedir. Bu rölatif yaş değerlendirmesi, kaya buzunun doğu sınırında Akçar vd. (2007) tarafından yan moren olarak tanımlanan bir sırttan alınan kozmojenik 10^{Be} yüzeylenme yaşlarına göre yapılmıştır.

Kuzey Amerika'da yapılan çalışmalar buradaki kaya buzularının yatay akış hızlarının genellikle yıllık 1 m'den düşük olduğunu (Benedict vd., 1986; Potter vd., 1998; Liu vd., 2013; Munroe & Handwerger, 2024), öte yandan Alplerde yapılan çalışmalarda bu hareket hızının çok

daha yüksek olduğunu ve bazı kaya buzularında yıllık 10 m'yi bulduğu saptanmıştır (Krainer & He, 2006; Delaloye vd., 2010). Alpler'de kaya buzulu kinematiğine dair yürütülen uzun süreli izleme programları, kaya buzulu hareket hızlarında dönemsel artışların yaşanabildiğini ve bunun permafrost erimesiyle ilişkili olabileceğini de öne sürmektedir (Delaloye vd., 2013; Vivero vd., 2022). Ancak Derebaşı KB'de henüz uzun süreli bir izleme çalışması yapılmadığı için, bu kaya buzulundaki hareket hızlarının dönemsel değişimleri ve eğilimleri hakkında kesin bilgilere ulaşmak mümkün olmamıştır. Her ne kadar bu araştırmada kaya buzulu yüzeyindeki hareket ve yükseklik değişimleri saptanmış olsa da, yalnızca bir yıllık bir dönemi kapsıyor olması ve kaya buzulu beslenme bölgesinin tam olarak incelenememesi, kaya buzulu üzerindeki net girdi ve kütle kaybı miktarlarının belirlenmesini olanaksız kılmaktadır.

5. SONUÇ

Bu çalışma, Türkiye'nin büyük kaya buzularından biri olan Kaçkar Dağı'ndaki Derebaşı KB'nin jeomorfolojik yapısını ve kinematik özelliklerini analiz ederek, kaya buzunun hareket dinamikleri ve oluşum sürecine ilişkin bulgular ortaya koymuştur. Jeodezik tabanlı İHA fotogrametrisi ile oluşturulan yüksek çözünürlüklü sayısal yüzey modeli (DSM) ve ortofoto verileri kullanılarak yapılan detaylı analizler, kaya buzunun jeomorfolojik özelliklerini, yüzey hareketlerini ve aktivite seviyelerini hassas bir şekilde belirleme imkânı sunmuştur. Bu yöntem, kaya buzulu hareketlerinin yüksek doğrulukla haritalanmasında etkili bir yaklaşım olarak değerlendirilmiştir.

Derebaşı KB, dil şeklinde bir morfolojiye sahip olup, aktif, inaktif ve relikt olmak üzere farklı hareketlilik seviyelerine sahip bölümler içeren karmaşık bir yapı sergilemektedir. Kaya buzunun oluşum sürecinde hem glasyal (buz çekirdekli) hem de periglasyal (permafrost) süreçlerin etkili olduğu belirlenmiştir. LB1'in orta bölümü, derin paralel sırt-oluk yapısı ve akış dinamikleri ile permafrost kökenli oluşumun karakteristik özelliklerini taşıırken, LB3 ise şişkin gövde yapısı, az engebeli yüzeyi

ve belirgin dik cephesi ile buz çekirdeği içeren bir kaya buzulu modeline işaret etmektedir. Kinematik analizler, kaya buzulundaki farklı lobların farklı hareket hızlarına sahip olduğunu ortaya koymuştur. LB1'in cephe bölümü, basık topoğrafik özellikleri, yüzeyinde gelişen bitki örtüsü ve stabil morfolojisi ile fosil (relikt) kaya buzulu karakteri sergilemektedir. LB1'in orta bölümü, yoğun liken kaplı kaya döküntüsü ve oldukça sınırlı hareket özellikleri nedeniyle düşük aktiviteli-inaktif olarak değerlendirilmiştir. Yıllık yatay hareket hızı 60 cm'ye ulaşan LB3, kaya buzulunun en aktif bölümüdür. LB1'in 3. bölümü sıkıştırılmalı bir akış paterni sergileyerek belirgin enine sırt-oluk yapılarının oluşumuna katkı sağlamaktadır. Buna karşın, LB3'te gözlenen gerilmeli akış dinamikleri, yüzeyin belirli bölgelerinde yükseklik azalmasına ve cephe gerisinde hacimsel değişimlere neden olmaktadır. Yapılan ölçümler, Derebaşı Kaya Buzulu'ndaki hareket paternlerinin büyük ölçüde topoğrafik faktörlerle ilişkili olduğunu göstermektedir. Ancak, bu hareketin permafrost istikrarsızlaşmasıyla ne derece bağlantılı olduğu tek sezonluk ölçümler nedeniyle belirlenememiştir. Ayrıca, çalışma kapsamında hesaplanan dağ permafrostunun güncel alt sınırının bu saha için 2900 metre civarında olduğu saptanmıştır.

Bu çalışmanın ortaya koyduğu bulgular, kaya buzullarının dinamik evrimi ve iklim değişikliği ile olan etkileşimlerini anlamak açısından önemli katkılar sunmaktadır. Kaya buzullarının uzun vadeli hareket dinamiklerinin belirlenmesi, sadece periglasyal süreçlerin analizi için değil, aynı zamanda dağ ekosistemlerinin sürdürülebilirliği ve iklim değişikliğinin etkilerinin değerlendirilmesi açısından da büyük önem taşımaktadır. Ek olarak uzun vadeli izleme programı ile kaya buzullarının yıllık bazda kütle dengesi bileşenlerinin analiz edilmesi ve kaya buzullarının hidrolojik döngüdeki rollerinin anlaşılmasına yardımcı olabilir. Ancak, kaya buzulunun iç yapısı ve buz miktarının daha iyi anlaşılabilmesi için jeofizik yöntemlerin (örneğin yer radarı veya elektriksel direnç tomografisi) kullanılması veya doğrudan sondaj çalışmaları ile desteklenmesi gerekmektedir. Bunun yanı sıra, uzun süreli izleme programları

ile dönemsel hareket değişimlerinin takip edilmesi, kaya buzullarının iklim değişikliğine karşı tepkisinin daha iyi değerlendirilmesini sağlayacaktır.

Sonuç olarak, bu çalışma, Türkiye'deki kaya buzullarının dinamik süreçlerini anlamaya yönelik kapsamlı bir katkı sunmakta ve gelecekte yapılacak araştırmalar için önemli bir temel oluşturmaktadır. Kaya buzullarının uzun vadeli izlenmesi, sadece bölgesel jeomorfolojik süreçler ve dinamiklerin daha iyi anlaşılmasını sağlamakla kalmayıp, aynı zamanda küresel ölçekli iklim değişikliği analizlerine de ışık tutacağı düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından 122Y373 numaralı proje ile desteklenmiştir. Projeye verdiği destekten ötürü TÜBİTAK'a teşekkürlerimi sunarım. Saha çalışmalarına verdikleri destekten ötürü Anıl Levent Tuncay, Sebahattin Taha Gül, Hamit Koçulu ve makalenin değerlendirme aşamasında katkı sunan editörlere ve hakemlere teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- Akçar, N., Schlüchter, C. (2005). Paleoglaciatioin in Anatolia: a schematic review and first results. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 55, 102–121. https://boris.unibe.ch/47000/1/Akcar_and_Schluchter_2005.pdf
- Akçar, N., Yavuz, V. S., 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>
- Alcalá-Reygosa, J. (2019). Rock glaciers of the mountains of Mexico; a review of current knowledge and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102321. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102321>.
- Baroni, C., Carton, A., Seppi, R. (2004). Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello–Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost. Periglac. Process.* 15 (3), 243–259. <https://doi.org/10.1002/ppp.497>

- Barsch, D. (1996). Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 331. ISBN: 3-540-60742-0.
- Barsch, D. (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canada, 1, 348-353.
- Barsch, D. (1988). Rock glaciers, In: Clark MJ (ed) Advances in periglacial geomorphology. Wiley, Chichester, pp 69-90.
- Barsch, D., King, L. (1975). An attempt to date fossil rock glaciers in Giron, Swiss Alps. *Questiones Geographicae* (Poznan), 2, 5-14.
- Benedict, J.B., Benedict, R.J., Sanville, D. (1986). Arapaho rock glacier, Front Range, Colorado, USA: A 25-Year Resurvey. *Arctic and Alpine Research*, 18(3), 349-352.
- Buckel, J., Reinosch, E., Voigtländer, A., Dietze, M., Bucker, M., Krebs, N., Schroeckh, R., Mäusbacher, R., Hördt, A. (2022). Rock glacier characteristics under semiarid climate conditions in the Western Nyainqentanglha Range, Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(1), e2021JF006256. <https://doi.org/10.1029/2021jf006256>.
- Chiba, T., Kaneta, S.I., Suzuki, Y. (2008). Red relief image map: New visualization method for three dimensional data. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. XXXVII. Part B2. Beijing. https://www.isprs.org/proceedings/XXXVII/congress/2_pdf/11_ThS-6/08.pdf
- Chu, H.J., Chen, Y.C., Ali, M.Z., Hofle, B. (2019). Multi-Parameter Relief Map from High-Resolution DEMs: A Case Study of Mudstone Badland. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 16(7), 1109. <https://doi.org/10.3390/ijerph16071109>.
- Çalışkan, O., Gürgen, G., Yılmaz, E., Yeşilyurt, S. (2012). Bolkar Dağları Kuzeydoğusunun Glasyal Morfolojisi ve Döküntüyle Örtülü Buzullar. *Uluslararası İnsani Bilimler Dergisi*, 9(1), 889-910. https://arastirmax.com/en/system/files/dergiler/161047/makaleler/9/1/arastirmx_161047_9_pp_890-911.pdf
- Dede, V. (2023). Karçal Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve 36Cl Kozmojenik Jeokronolojisi. 1. Baskı, 200 s., Kriter Yayınevi, No: 45353, ISBN: 978-625-6894-46-4.
- Dede, V., Çiçek, İ., Uncu, L. (2015). Karçal Dağları'nda Kaya Buzulu Oluşumları. *Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi*, 36(2), 61-80. <https://doi.org/10.17824/yrb.90910>.
- Dede, V., Çiçek, İ., Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Uncu, L. (2017). First cosmogenic geochronology from the lesser Caucasus: late pleistocene Pleistocene glaciation and rock glacier development in the Karçal Valley, NE Turkey. *Quat Sci Rev* 164, 54-67. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.025>
- Degenhardt, J.J. (2009). Development of tongue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments – Interpretations from ground penetrating radar surveys. *Geomorphology* 109(3-4): 94-107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.020>
- Delaloye, R., Lambiel, C., Gartner-Roer, I. (2010). Overview of Rock Glacier Kinematics Research in the Swiss Alps: *Geographica Helvetica*, vol. 65, pp. 135-145. <https://doi.org/10.5194/gh-65-135-2010>, 2010
- Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., Gachet, S. (2013). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 21-31. [https://bigweb.unifr.ch/Science/Geosciences/Gemorphology/Pub/Website/Papers/Delaloye_et_al_\(2013\)_SSGm_Rapidly_moving_rock_glaciers.pdf](https://bigweb.unifr.ch/Science/Geosciences/Gemorphology/Pub/Website/Papers/Delaloye_et_al_(2013)_SSGm_Rapidly_moving_rock_glaciers.pdf)
- Doğru, A.F., Somuncu, M., Çiçek, İ., Tunçel, H., Gürgen, G. (1993). Kaçkar Dağı'nda buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 2, 157-184.
- Erinç, S. (1949). Eiszeitliche Formen und gegenwärtige Verletscherung im nordostanatolischen Randgebirge. *Geologische Rundschau*, 37, 75-83.
- Giardino, J.R., Regmi, N.R., Vitek, J.D. (2011). Rock Glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Editors: Singh, V.J., Singh, P., Haritashya, U.K., Springer, Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_453
- Giardino, J.R., Vitek, J.D. (1988). The significance of rock glaciers in the glacial-periglacial landscape continuum. *J. Quat. Sci.* 3, 97-103.
- Gürgen, G. (2019). Çatakkaya Döküntü Örtülü Buzulu (Tatos Dağları). *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 17(1), 217-236. <https://doi.org/10.33688/aucbd.536616>.

- Gürgen, G., alışkan, O., Yılmaz, E., Yeşilyurt, S. (2010). Yedigöller Platosu ve Emli Vadisinde (Aladağlar) Döküntü Örtülü Buzullar. e Journal of New Science Academy, 5(2), 98-116.
- Gürgen, G., Yeşilyurt, S. (2012). Karçal Dağı Buzulları (Artvin). Coğrafi Bilimler Dergisi, 10 (1), 91-104. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/aucbd/issue/44469/551196>
- Güven, İ.H. (1998). 1/100.000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 58, Trabzon C29 ve D29 paftaları: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers. Mitteilung VAW/ETHZ, 77, 142 pp.
- Haeberli, W., Arenson, L.U., Wee, J., Hauck, C., Mölg, N. (2024). Discriminating viscous-creep features (rock glaciers) in mountain permafrost from debris-covered glaciers – a commented test at the Gruben and Yerba Loca sites, Swiss Alps and Chilean Andes. The Cryosphere, 18(4), 1669-1683. <https://doi.org/10.5194/tc-18-1669-2024>.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Mühl, D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. Permafrost and Periglacial Processes, 17(3), 189–214. <https://doi.org/10.1002/ppp.561>.
- Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J., Röthlisberger, H. (1988). Core drilling through rock-glacier permafrost. In Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim, Proceedings, 2, 937-942.
- Haeberli, W., King, L., Flotron, A. (1979). Surface Movement and Lichen-Cover Studies at the Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic and Alpine Research, Vol. 11(4), 421-441.
- Heid, T., Kääb, A. (2012). Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. Remote Sensing of Environment, 118, 339–355. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.024>.
- Hendrickx, H., Vivero, S., De Cock, L., De Wit, B., De Maeyer, P., Lambiel, C., Delaloye, R., Nyssen, J., Frankl, A. (2019). The reproducibility of SfM algorithm to produce detailed Digital Surface Models: The example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier. Remote Sensing Letters, 10, 11–20. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1519641>.
- Humlum, O. (1988). Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. Arctic and Alpine Research, 20(2), 160-178. <https://doi.org/10.1080/00040851.1988.12002662>.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 13, 145–161. <https://doi.org/10.1002/ppp.413>.
- Janke, J. R., Frauenfelder, R. (2008). The relationship between rock glacier and contributing area parameters in the Front Range of Colorado. Journal of Quaternary Science, 32(2), 153–163. <https://doi.org/10.1002/jqs.1133>.
- Janke, J.R., Bellisario, A.C., Ferrando, F.A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. Geomorphology, 241, 98-121. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.034>.
- Jones, D.B., Harrison, S., Anderson, K., Betts, R.A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. Scientific Reports, 8(1), 2834. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21244-w>.
- Kääb, A. (2013). Rock glaciers and protalus forms. In: The Encyclopedia of Quaternary Science, SA Elias (ed). Elsevier: Amsterdam, 535–541. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00104-7>.
- Kaldırım, B. (2023). Ovit Vadisi'nin Glasyal Ve Periglasyal Jeomorfolojisi; Güncel Veri Ve Yöntemler Işığında Bir Değerlendirme. Ankara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi.
- Kaneda, H., Chiba, T. (2019). Stereopaired Morphometric Protection Index Red Relief Image Maps (Stereo MPI-RRIMs): Effective Visualization of High-Resolution Digital Elevation Models for Interpreting and Mapping Small Tectonic Geomorphic Features. Bulletin of the Seismological Society of America, 109(1), 99–109. <https://doi.org/10.1785/0120180166>.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V. (2018). Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: New insight from two adjacent cirques in Austria. Science of The Total Environment, 621, 1397-1414. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.087>.
- Knight, J., Harrison, S., Jones, D.B. (2019). Rock glaciers and the geomorphological evolution of deglaciating mountains. Geomorphology, 324,

- 14–24.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.020>.
- Krainer, K., He, X. (2006). Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88, 267–280. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2006.00300.x>.
- Krenek, L. (1932). Gletscher im Pontischen Gebirge (Lasistan). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 20, 129-131, Bildtafel XV u. XVI.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, D.M. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 249–271. <https://doi.org/10.1002/esp.483>.
- Leopold, M., Williams, M.W., Caine, N., Völkel, J., Dethier, D. (2011). Internal structure of the Green lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), 107–119. <https://doi.org/10.1002/ppp.706>.
- Liu, L., Millar, C.I., Westfall, R.D., Zebker, H.A. (2013). Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *Cryosphere* 7, 1109–1119. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1109-2013>
- Löffler, E. (1970). Untersuchungen zum eiszeitlichen und rezenten klimagenetischen Formenschatz in den Gebirgen Anatoliens. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 27, 162 p.
- Messerli, B., Zurbuchen, M. (1968). Block-gletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. *Die Alpen*, 3, 139–152.
- Munroe, J.S., Handwerger, A.L. (2024). Contemporary movement of rock glaciers in the La Sal and Uinta Mountains, Utah, USA. *Quaternary Science Advances*, 14, 100188. <https://doi.org/10.1016/j.qsa.2024.100188>.
- Musil, M., Maurer, H., Green, A.G., Horstmeyer, H., Nitsche, F.O., Mühlill, D.V., Springman, S. (2002). Shallow seismic surveying of an Alpine rock glacier. *Geophysics*, 67(6), 1701–1710. <https://doi.org/10.1190/1.1527071>.
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M.M., Hughes, P., Çiner, A., Vieria, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci, R.R., García-Hernández, C.A., Mora, C.A., Nofre, J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz-Fernández, J., Sarıkaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel, M., Woodward, J., Yıldırım, C. (2018). Permafrost conditions in the Mediterranean basin since the Last Glaciation. *Earth Science Reviews*, 185, 397–436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.01>.
- Oruç, M.E., Ulvi, A. (2023). Maden Sahalarındaki Deformasyonların İHA'lar ile İzlenmesi. *Türkiye Fotogrametri Dergisi*, 5(2), 43-57. <https://doi.org/10.53030/tufod.1332958>.
- Pavoni, M., Boaga, J., Wagner, F.M., Bast, A., Phillips, M. (2023). Characterization of rock glaciers environments combining structurally-coupled and petrophysically-coupled joint inversions of electrical resistivity and seismic refraction datasets. *Journal of Applied Geophysics*, 215, 105097. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2023.105097>.
- Potter, N. (1972). Ice cored rock glaciers, Galena Creek northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3025-3058. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3025:IRGGCN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3025:IRGGCN]2.0.CO;2).
- Potter, N., Steig, E.J., Clark, D.H., Speece, M.A., Clark, G.T., Updike, A.B. (1998). Galena Creek rock glacier revisited—New observations on an old controversy. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 80, 251–265. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.1998.00041.x>.
- Reber, R., Akçar, N., Tikhomirov, D., Yeşilyurt, S., Vockenhuber, C., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Schlüchter, C. (2022). LGM Glaciations in the Northeastern Anatolian Mountains: New Insights. *Geosciences*, 12, 257, 1-22. <https://doi.org/10.3390/geosciences12070257>.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Bozzini, C., Mari, S., Conedera, M. (2014). Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: A case study from the southern Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(15), 2056-2069. <https://doi.org/10.1002/esp.3599>.
- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., Crosta, G.B. (2013). A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology*, 186, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.028>.
- Tuncay, A.L. (2024). Aladağlar'daki Kaya Buzullarının Envanteri, Dağılışı Ve Morfolojik Özellikleri (Tez No: 869524) [Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi] Yök Tez Merkezi.
- Türk, T., Öcalan, T. (2020). PPK GNSS Sistemine Sahip İnsansız Hava Araçları İle Elde Edilen Fotogrametrik Ürünlerin Doğruluğunun Farklı Yaklaşımlarla İrdelenmesi. *Türkiye Fotogrametri Dergisi*, 2(1), 22-28.

<https://dergipark.org.tr/tr/pub/tufod/issue/53476/693407>

- Uysal, M., Toprak, A.S., Polat, N. (2015). DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement* 73, 539-543. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2015.06.010>.
- Vivero, S., Hendrickx, H., Frankl, A., Delaloye, R., Lambiel, C. (2022). Kinematics and geomorphological changes of a destabilising rock glacier captured from close-range sensing techniques (Tsarmine rock glacier, Western Swiss Alps). *Frontiers in Earth Science*, 10, 1017949. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1017949>.
- Vivero, S., Lambiel, C. (2024). Annual surface elevation changes of rock glaciers and their geomorphological significance: Examples from the Swiss Alps. *Geomorphology*, 467. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109487>.
- Wagner, T., Brodacz, A., Krainer, K., Winkler, G. (2020). Active rock glaciers as shallow groundwater reservoirs, Austrian Alps. *Grundwasser*, 25, 215-230. <https://doi.org/10.1007/s00767-020-00455-x>.
- Wahrhaftig, C., Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 383/436. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[383:RGITAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[383:RGITAR]2.0.CO;2).
- Wayne, W.J. (1981). Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in "ice-cemented" rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 27(97), 506–510. <https://doi.org/10.3189/S0022143000011564>.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.
- Whalley, W.B., Martin, H.E. (1992). Rock glaciers: II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16(2), 127–186. <https://doi.org/10.1177/030913339201600201>.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 136–156. <https://doi.org/10.1002/esp.1886>.
- White, S.E. (1976). Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quaternary Research*, 6, 77-97. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90041-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90041-7).
- Yeşilyurt, S., Doğan, U., Akęar, N. (2018). Narlıca Vadisi'nde Geç Kuvaterner buzullaşma izleri, Kavuşşahap Dağları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 70, 99-108. <https://doi.org/10.17211/tcd.415232>.
- Yılmaz, E., Yeşilyurt, S. (2023). Yer Sistem Modellerinin Son Buzul Maksimumu İklim Ardgörülerinin Holdridge Biyomları ve Paleobuzul Alanları ile Değerlendirilmesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 21(2), 394-426. <https://doi.org/10.33688/aucbd.1290590>.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

KÖSE DAğI'NDA (AğRI) GEÇ KUVATERNER BUZULLAşMASI; BUZUL REKONSTRÜKSİYONU VE PALEOİKLİMSEL UYGULAMALAR

Late Quaternary Glaciation of Mount Köse (Ağri): Glacier Reconstruction and Paleoclimatic Applications

Ferhat KESERCİ

Ardahan Üniversitesi, İnsani Bilimler ve Edebiyat Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Ardahan, TÜRKİYE

ferhatkeserci@ardahan.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0002-8653-6177>

Makale Tarihçesi

Geliş 5 Mart 2025

Kabul 15 Mart 2025

Article History

Received 5 March 2025

Accepted 15 March 2025

Anahtar Kelimeler

Köse Dağı, Geç Kuvaterner
Buzullaşmaları, Buzul Modellemesi,
Denge Hattı Yüksekliği, Paleo İklimsel
Rekonstrüksiyon

Keywords

Mount Köse, Late Quaternary
Glaciations, Glacier Modeling,
Equilibrium Line Altitude,
Paleoclimatic Reconstruction

Atıf Bilgisi / Citation Info

Keserci, F. (2025) Köse Dağı'nda (Ağri)
Geç Kuvaterner Buzullaşması; Buzul
Rekonstrüksiyonu ve Paleoklimal
Uygulamalar / Late Quaternary
Glaciation of Mount Köse (Ağri):
Glacier Reconstruction and
Paleoclimatic Applications,
Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi /
Journal of Geomorphological
Researches, 2025 (14): 97-125.

doi: 10.46453/jader.1651329

ÖZET

Köse Dağı, Ağri'nin 40 km kuzeybatısında yer almakta olup, 3433 metre rakıma sahip ve büyük ölçüde üst miyosen andezitlerden oluşmaktadır. Doğu ve Kuzeydoğu Anadolu'da Geç Kuvaterner buzullaşmasına maruz kalan dağlardan biridir. Günümüzde güncel buzullar bulunmamakla beraber, Geç Kuvaterner dönemine ait buzulların ve kaya buzullarının izleri hala belirginliğini korumaktadır. Bu çalışmada, Köse Dağı'ndaki buzullaşma süreçleri ile ilgili jeomorfolojik izler ve/veya deliller ilk kez uydu görüntülerinden tespit edilmiş ve saha çalışmalarıyla doğrulanmıştır. Köse Dağı'nın Kuvaterner dönemi boyunca geçirdiği jeomorfolojik evrim, bölgenin iklimsel ve volkanik özellikler göz önünde bulundurularak açıklanmıştır. Bu amaç doğrultusunda, saha çalışmasından, insansız hava araçlarından ve meteoroloji istasyonlarından elde edilen veriler, coğrafi bilgi sistemleri ortamında analiz edilmiştir. Köse Dağı, Geç Kuvaterner'de kış aylarında güneybatı-kuzeydoğu rotasını izleyen Atlantik ve Akdeniz kökenli nemli hava kütlelerinden etkilenmiş, orografik etkilerle güçlenen yağışlar buzul oluşumuna ve büyümesine katkı sağlamıştır. . Bunun yanı sıra, buzul rekonstrüksiyon çalışmaları ve paleo-denge hattı yüksekliği (pELA) hesaplamaları gerçekleştirilerek, bölgedeki buzul jeomorfolojisinin daha iyi anlaşılmasına katkı sağlanmıştır. Köse Dağı'nda bir adet sirk ve 2035 m uzunluğunda bir sirk buzulunun varlığı, Geç Kuvaterner döneminde buzulların varlığını göstermektedir. Buzul modeli ile elde edilen buzul morfometrisi verilerine göre buzul terminal seviyesinin 2620 metreye kadar indiğini ortaya koymaktadır. Paleobuzulların maksimum yayılım döneminde buzullar yaklaşık 0.65 km²'lik bir alanı kaplamış, toplam hacmi ise yaklaşık 0.0182 km³ olarak hesaplanmıştır. Ortalama buzul kalınlıkları 28 metre, maksimum buz kalınlıkları ise 79 metre olarak belirlenmiştir. Köse Dağı'ndaki pELA değeri, AABR (1.56) oranı kullanılarak hesaplanmış ve yaklaşık 2760 metre olarak hesaplanmıştır. pELA hesaplamaları neticesinde elde edilen değer üzerinden gerçekleştirilen paleosıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları ile buzulları oluşturan en olası paleoklimalik koşulların günümüzle karşılaştırıldığında hata oranları'da dahil edilerek %38-79 oranında daha fazla yağış ve 7-9 °C daha düşük sıcaklık gerektirmektedir.

ABSTRACT

Mount Köse is located 40 km northwest of Ağri and has an elevation of 3,433 meters, primarily composed of Upper Miocene andesites. It is one of the mountains in Eastern and Northeastern Anatolia that experienced Late Quaternary glaciation. While no modern glaciers exist today, traces of Late Quaternary glaciers and rock glaciers remain well-preserved. In this study, glacial geomorphological evidence of glaciation on Mount Köse was identified for the first time using satellite imagery and subsequently verified through field surveys. The geomorphological evolution of Mount Köse during the Quaternary period was analyzed by considering the climatic and volcanic characteristics of the region. For this purpose, data obtained from field studies, unmanned aerial vehicles (UAVs), and meteorological stations were analyzed within a Geographic Information Systems (GIS) framework. During the Late Quaternary, Mount Köse was influenced by humid air masses of Atlantic and Mediterranean origin, following a southwest-northeast trajectory during the winter months. These air masses, enhanced by orographic effects, contributed to glacial formation and expansion. . Additionally, glacier reconstruction studies and paleo-equilibrium line altitude (pELA) calculations were performed to improve the understanding of glacial geomorphology in the region. The presence of a cirque and a cirque glacier measuring 2,035 meters in length confirms the existence of glaciers during the Late

Quaternary period. According to the glacier morphometry data obtained from numerical modeling, the terminal position of the glacier extended down to 2,620 meters. During its maximum extent, the paleoglacier covered an area of approximately 0.65 km², with a total volume of ~0.0182 km³. The average glacier thickness was calculated as 28 meters, while the maximum thickness reached 79 meters. The pELA value of Mount Köse was determined as ~2,760 meters using the AABR (1.56) method. Paleotemperature and precipitation reconstructions based on this pELA value indicate that, compared to present conditions, paleoclimatic conditions required a 7–9°C decrease in temperature and a % 38-79 increase in precipitation to sustain glaciers, accounting for error margins in the estimations.

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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Turkey is a mountainous country located within the Alpine-Himalayan orogenic belt, with an average elevation of 1,132 meters. The Taurus Mountains, the highlands of Eastern Anatolia, and the North Anatolian Mountains provided suitable climatic conditions for glaciation during the Late Quaternary period (which began approximately 2.58 million years ago). While some regions still harbor small glaciers today, others exhibit distinct glacial landforms such as cirques, moraines, and rock glaciers. This study investigates evidence of Late Quaternary glaciation on Mount Köse (3,433 m), located 40 km northwest of Ağrı province in Eastern Anatolia, analyzing the geomorphological evolution and paleoclimatic conditions of the region. Mount Köse is a volcanic massif composed of Upper Miocene andesites, and although no modern glaciers exist, this research documents paleoglacial traces for the first time. The study employs satellite imagery, field surveys, unmanned aerial vehicles (UAVs), and Geographic Information Systems (GIS) techniques to examine glacier morphometry, paleo-equilibrium line altitude (pELA), and climate reconstructions. Within this scope, the study reconstructs the temperature and precipitation dynamics during the Last Glacial Maximum (LGM) and assesses glacier-climate interactions in the region. Mount Köse represents a significant geomorphological feature among the volcanic mountains of Eastern Anatolia. The traces of glaciation from the Late Quaternary remain well-preserved in the area. This study provides the first

comprehensive analysis of these glacial features, offering crucial insights into the glacial history and paleoclimatic conditions of the region. The glacial morphometry, paleoclimatic reconstructions, and geomorphological characteristics of Mount Köse contribute critically to understanding Turkey's glacial history and assessing the climatic dynamics of the Eastern Mediterranean Basin.

Study Area

Mount Köse (39°53.726'N, 42°38.625'E) is located northwest of Ağrı province, approximately 10 km north of the Eleşkirt Plain. It is a volcanic massif composed of two main summits: Büyük Köseadağ (3,433 m) and Küçük Köseadağ (2,650 m). Geologically, the area consists of Paleozoic metamorphic rocks (schist, gneiss) overlain by Cretaceous ophiolites and Miocene andesites. Due to its location within the collision zone of the Eurasian and Arabian plates, the region is characterized by active tectonic movements, volcanism, and fault systems, including the North Anatolian Fault (NAF) and Balık Gölü Fault. The climate of Mount Köse transitions between Dfb (humid continental) and Dsa (hot summer continental) types according to the Köppen classification. Meteorological station records indicate an annual mean temperature of 4.8–6.3°C and annual precipitation ranging between 430–525 mm. During winter, the Siberian high-pressure system and moist air masses of Atlantic origin contribute to heavy snowfall, supporting past glaciation. The region's steep slopes (40–70%), deep valleys, and periglacial processes (freeze-

thaw, solifluction) enhance its geomorphological diversity. Mount Köse represents a significant geomorphological feature among the volcanic mountains of Eastern Anatolia. Traces of Late Quaternary glaciation remain well-preserved in the area. This study provides the first detailed examination of these glacial remnants, offering crucial insights into the glacial history and paleoclimatic conditions of the region. The glacial morphometry, paleoclimate reconstructions, and geomorphological characteristics of Mount Köse contribute critically to understanding Turkey's glacial history and evaluating the climatic dynamics of the Eastern Mediterranean Basin.

Methods and Materials

A multidisciplinary approach was employed to analyze the glacial geomorphology and paleoclimate reconstruction of Mount Köse. First, geomorphological mapping was conducted using 1:25,000-scale topographic maps, a 10 m-resolution Digital Elevation Model (DEM), and HGM orthophotos to identify cirques, moraines, and rock glaciers. These landforms were verified through field surveys, leading to the creation of detailed geomorphological maps. For glacier reconstruction, the Palaeolce model was utilized. This model automatically calculates glacier flow paths, ice thickness, and paleo-glacier surfaces based on digital elevation data and geomorphological evidence. The reconstruction was further validated using geomorphological indicators such as moraines and trimlines, allowing for a detailed assessment of past glacier extent and morphometric characteristics. The paleo-equilibrium line altitude (pELA) was estimated using the AAR (Accumulation-Area Ratio, 0.65) and AABR (Accumulation-Ablation Balance Ratio, 1.56) methods. These approaches define the balance between accumulation and ablation zones, providing insight into past climatic conditions for paleoclimatic analysis. Ohmura and Boettcher's (2018) formulas and the Schreiber method were applied to calculate temperature and precipitation at the pELA level. Additionally, comparisons with the CHELSA climate dataset were made to refine estimates of Last Glacial Maximum (LGM) climatic

conditions, ensuring a more comprehensive evaluation of past climate variability.

Findings

The research conducted on Mount Köse has provided significant insights into the glaciation processes of the Late Quaternary period. The study identified a cirque glacier measuring 2,035 m in length, with an initial elevation of 3,214 m and terminal moraines extending down to 2,620 m. The glacier's total area was calculated as 0.65 km², with an average thickness of 28 m, a maximum thickness of 79 m, and a total volume of 0.0182 km³. These findings indicate that Mount Köse experienced small-scale glaciation during the Late Quaternary. The paleo-equilibrium line altitude (pELA) was estimated using two different methods: AABR (1.56) method: 2,760 m, AAR (0.65) method: 2,730 m. These values are comparable to those of Kaçkar (2,700 m) and Karçal (2,600 m) glaciers in the North Anatolian Mountains but differ from the lower pELA values recorded in the Western Taurus Mountains (e.g., Cilo Mountain, 2,800 m). This discrepancy is likely influenced by proximity to moisture sources and microclimatic factors. Paleoclimate analysis indicates that during the Last Glacial Maximum (LGM), temperatures were 7–9°C lower than today, while precipitation was 38–79 % higher. The CHELSA climate dataset suggests that during the LGM, summer temperatures were around 7°C, and annual precipitation reached approximately 1,350 mm. These results emphasize the strong correlation between regional glaciation and climatic conditions. Additionally, rock glaciers covering an area of 2.42 km² were identified over moraine deposits. The presence of these rock glaciers suggests the influence of periglacial processes following glacial retreat. Their development reflects the post-glacial climatic conditions that shaped the geomorphology of Mount Köse.

Discussion

This study confirms the presence of Late Quaternary glaciation on Mount Köse, filling a significant gap in the understanding of regional glaciation processes. The occurrence of glaciation in this inland region, dominated by a continental climate, during the Last Glacial Maximum (LGM) highlights the critical role of

local topography and orographic precipitation patterns in sustaining glacier formation. The paleo-equilibrium line altitude (pELA) of Mount Köse (~2,760 m) is comparable to those observed in the Eastern Black Sea Mountains, yet it is higher than those in the Western Taurus Mountains (~2,500 m). This difference is attributed to the drier and more continental climatic conditions of Mount Köse. The estimated ice thickness (~79 m) is moderate compared to other sites, such as Zor Mountain (~150 m), where thicker glaciers were recorded. Paleoclimatic reconstructions indicate that during the LGM, temperatures were 7–9°C lower than today, while annual precipitation was 38-79% higher. These findings align well with projections from global climate models (CHELSA) and Mediterranean paleoclimate studies, yet they also suggest that regional variations due to orographic and convective processes may have played a significant role in glacier dynamics. The study also investigates post-glacial processes, with evidence of rock glaciers and debris accumulations identified at cirque floors and mountain foothills. These features indicate that periglacial processes became dominant following glacial retreat. One of the main limitations of this study is the lack of absolute dating. The application of cosmogenic isotope dating methods (^{36}Cl , ^{10}Be) to moraines would provide a more precise glaciation chronology. Additionally, future research incorporating high-resolution regional climate models and diverse paleoclimatic proxies would further enhance the reliability of the findings. In conclusion, the glaciation of Mount Köse provides valuable insights into the diversity of regional glaciation dynamics in Anatolia. This study contributes to the development of paleoclimate models and a more detailed understanding of glacier-climate interactions in the region.

Conclusion

This study confirms the presence of Late Quaternary glaciation on Mount Köse, providing significant insights into the glacial processes of the region. The cirque glacier identified on the northwestern slopes of Mount Köse (3,433 m), measuring 2,035 m in length, demonstrates the existence of a small but persistent ice mass

during the Last Glacial Maximum (LGM). Palaeolce modeling determined that the glacier covered an area of 0.65 km², with an average thickness of 28 m, a maximum thickness of 79 m, and a total volume of 0.0182 km³. The paleo-equilibrium line altitude (pELA) was calculated as ~2,760 m, aligning with glaciation patterns in Northeastern Anatolia and the Eastern Black Sea Mountains but found to be higher than those of the Western Taurus Mountains. This difference is attributed to the continental climate, limited moisture sources, and high solar radiation exposure of Mount Köse. For glaciation to persist in the region during the LGM, temperatures needed to be 7–9°C lower than today, with annual precipitation increasing by 38-79%. Post-glacial processes also represent key findings of this study. The development of rock glaciers and freeze-thaw processes in cirque floors indicates that the region experienced periglacial conditions following glacial retreat. This study introduces Mount Köse as a newly documented glaciation site, contributing to the scientific literature on Turkey's glacial geomorphology and serving as an important reference point for future research on regional glaciation history.

1. GİRİŞ

Türkiye, Alp-Himalaya kıvrım kuşaağı üzerinde ortalama yükseltisi 1132 metre olan dağlık bir ülkedir. Güneyde Toros Dağları, Doğu Anadolu'nun dağlık ve münferit yüksek kesimleri ile Kuzeyde, Doğu Karadeniz Dağları, Geç Kuvaterner dönemi boyunca buzullaşma için elverişli iklim koşulları sağlamıştır (Çiner 2003; Sarıkaya vd., 2011). Günümüzde ise bu dağlık sahaların bazı bölümlerinde korunaklı alanlarda küçük ölçekli buzullar varlıklarını sürdürmektedir (Bayrakdar vd., 2020). Diğer daha düşük yükseltilere sahip dağlık alanlarda ise var olan buzullar tamamen erimiş ve beraberinde buzul kökenli jeomorfolojik şekiller bırakmıştır. Bu şekiller günümüzde tazeliğini korumakta ve buzullaşma özellikleri ile ilgili önemli veriler sunmaktadır. Türkiye'de buzul jeomorfolojisi üzerine yapılan çalışmalar 19. yüzyılda gözlemsel araştırmalarla başlamış, son yıllarda ise kozmojenik yüzey tarihleme gibi nicel tarihleme yöntemleri kullanılarak buzul ve paleoklimatoloji çalışmaları ile desteklenmiştir (Sarıkaya ve Çiner 2015; Bayrakdar vd., 2020).

Türkiye'de buzul jeomorfolojisi alanındaki araştırmalar, 19. yüzyıldan itibaren başlangıç göstermiş (Çiner, 2003) ve günümüzde nicel (sayısal) tarihlendirme tekniklerinin entegrasyonu ile daha da derinleşerek sürdürülmektedir. Bu yöntemler sayesinde, geçmiş buzul hareketlerinin dinamikleri ve paleoiklim koşullarına ilişkin daha kesin ve güvenilir verilere ulaşılmıştır. Özellikle Doğu Karadeniz Dağları, Toros Dağları ve Anadolu'nun yüksek kesimlerinden alınan kozmojenik yüzey örnekleri, ülkemizdeki en erken Geç Kuvaterner buzul genişlemesinin MIS 4 evresinde (yaklaşık 71.000 yıl önce) başladığını ve MIS 3 dönemi sonuna (29.000-35.000 yıl önce) kadar devam ettiğini ortaya koymuştur (Sarıkaya ve Çiner, 2017). Buzul örtüsünün en geniş sınırlarına ise Son Buzul Maksimumu (Last Glacial Maximum; LGM) olarak adlandırılan 21.000 yıl önceki dönemde ulaştığı belirlenmiştir. Ardından, Geç Buzul (19.000-13.000 yıl önce) ve Genç Dryas (13.000-11.700 yıl önce) evrelerinde de önemli buzul aktiviteleri kaydedilmiştir (Akçar vd., 2017; Sarıkaya ve Çiner, 2017; Bayrakdar vd., 2024).

Türkiye'nin Kuzey ve kuzeydoğusunda yer alan ve Karadeniz'e paralel uzanan Kuzey Anadolu Dağları, yükseltisi yer yer 3700-3800 metrenin üzerine çıkan bir dağlık kuşaktır. Bu dağlık saha üzerinde çok sayıda güncel buzul bulunmaktadır. Bunların yanısıra Geç Kuvaterner döneminde buzullar geniş alanlara ulaşmıştır. Günümüzde bu paleobuzullara ait buzul jeomorfolojisi şekilleri varlığını sürdürmektedir. Bu şekiller perspektifinde Kuzey Anadolu Dağları'nın Doğu Karadeniz dağ sırasının batı bölümün temsil eden Karagöl (3107 m) Dağı'nda Planhol ve Bilgin (1964), birkaç küçük buzulun bulunduğu ve bunların en büyüğünün 400 m'ye eriştiği, daha aşağı kesimlerde bulunan morenlerin ise Küçük Buzul Çağı'na ait izler olduklarını ifade etmişlerdir. Kuzey Anadolu Dağları'nın güney uzantılardan olan Tekeli Dağı'nda Bayrakdar (2018), Kızıldağ'da Çılğın ve Bayrakdar (2017) paleobuzullara dair keşifler ve incelemeler yaparak bu kesimlerle alakalı buzul jeomorfolojisi çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Giresun - Gümüşhane il sınırları arasında kalan Gavur Dağı'nda ise Bilgin (1969) bu kütle üzerindeki buzul ve buzul çevresi (periglasiyal) süreçlerin oluşturduğu topoğrafik şekilleri incelemiş ve bu bölgedeki ilk tespitleri yapmıştır.

Kuzey Anadolu Dağları'nın Doğu Karadeniz bölümünde konumlanan Kaçkar Dağı, toplamda altı adet buzulu bünyesinde barındırmaktadır. Kaçkar Dağları'nda gerçekleştirilen bilimsel araştırmalar, özellikle buzul keşifleri ve buzul jeomorfolojisi alanlarına odaklanmıştır. Bu kapsamda, Krenek (1932), Erinc (1949), Kurter (1991), Doğu vd. (1993, 1996), Kurter (1991) ile Şimşek vd. (2023) gibi araştırmacıların çalışmaları dikkat çekmektedir. Kaçkar ve Verçenik Dağları arasında yer alan Tatos Dağı'nda ise Gürgen (2015) tarafından yürütölen çalışmaları, Würm döneminden kalma çok sayıda sirk ve vadi buzulunun varlığını ortaya koymuştur.

Kaçkar Dağları'nın doğu kısmında bulunan Bulut ve Altıparmak Dağları'nda, Doğu vd. (1997) tarafından birkaç küçük buzulun varlığı rapor edilmiştir. Bu alanın kuzeydoğusunda yer

alan Karçal Dağları'nda ise buzulların varlığı ilk olarak Rickmer-Rickmers (1900, 1934) tarafından tespit edilmiştir. Daha sonraki dönemlerde, Gürgen ve Yeşilyurt (2012), Karçal Dağları'nda farklı boyutlarda beş adet buzulun bulunduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca, Dede vd. (2015), bu dağlarda yer alan beş vadi içerisinde kaya buzullarının varlığını belgelemiştir. Dede vd. (2017), kaya buzulları ve morenlerden elde edilen örnekler üzerinde gerçekleştirdikleri ^{36}Cl yaş tayini çalışmaları sonucunda, bu buzulların yaşını $15.7 \pm 1,3$ bin yıl olarak hesaplamıştır.

Öte yandan, Doğu vd. (1999, 1999), Demirkapı Dağı'nın (3376 m) Geç Kuvaterner dönemine ait buzullaşma süreçlerine dair izler taşıyan eski buzul vadilerinin varlığını belirlemiştir. Kuzey Anadolu Dağları'nın bir bölümünü oluşturan ve Erzurum'un kuzeyinde yer alan Mescit Dağları'nda ise Yalçınlar (1951) ve Atalay (1983), Geç Kuvaterner buzullaşmasına ilişkin çeşitli jeomorfolojik kanıtların bulunduğunu ifade etmiştir. Bu çalışmalar, bölgedeki buzullaşma tarihine ve buzul jeomorfolojisine dair önemli veriler sunmaktadır.

Anadolu Yarımadası'nda, Toros Dağları ve Kuzey Anadolu Dağları gibi sıradağların yanı sıra, belirli bir yükseklik eşiğini aşan tek başına yükselen volkanik dağlar üzerinde de buzullaşma olayları gözlemlenmiştir. Bu dağlarda, Geç Kuvaterner döneminden kalma eski buzul ve yer şekillerinin kalıntıları tespit edilebilirken, halen aktif olan buzullar da mevcuttur. Köse Dağı'nın güneydoğusunda ve Türkiye'nin en doğusunda bulunan Ağrı Dağı, 5137 metre yüksekliğiyle volkanik bir dağdır. Zirvesinde yaklaşık 10 km^2 'lik bir takke buzulu bulunması, onu bu açıdan benzersiz kılmaktadır (Imhof, 1956; Arkel, 1973). Blumenthal (1956, 1958) ise bu takke buzulundan sarkan 11 adet buzul dilinden söz etmektedir. Erinç (2001) tarafından belirtildiği üzere, bu buzul dillerinin en büyüğü, Ağrı Dağı'nın kuzeydoğusunda yer alan Cehennemdere vadisinde bulunmaktadır. Ağrı Dağı'ndaki buzullarla ilgili olarak, daha sonraki yıllarda Klaer (1965), Birman (1968), Arkel (1973), Kurter ve Sungur (1980), Karakhanian vd. (2002), Sarıkaya (2012), Azzoni vd. (2017), Azzoni vd. (2019) ve Yalçın (2019) tarafından çeşitli araştırmalar yapılmıştır.

Van Gölü'nün kuzey kısmında yer alan Süphan Dağı'nın kuzey yamaçlarında, farklı boyutlarda buzul kütlelerinin bulunduğu belirtilmiştir (Kurter ve Sungur, 1980). Kurter (1991) tarafından yapılan açıklamalara göre, bu buzullar arasındaki en geniş olanı 2 km genişliğe sahipken, uzunluğu ise 1.5 km'ye ulaşmaktadır. Daha sonra Kesici (2005), Süphan Dağı'ndaki buzul oluşumlarına ve buzullaşma süreçlerine dair çeşitli gözlemler ve analizler yapmıştır.

Çalışma sahasına oldukça yakın bir noktada yer alan Zor Dağı'nda yapılan güncel bir çalışmada buradaki Geç Kuvaterner dönemine ait olduğu düşünülen buzulların varlığını ortaya koymuştur (Öztürk ve Zorer, 2025). Köse Dağı Kuzeydoğu Anadolu'da Aras Dağları silsilesi üzerinde münferit olarak yükselen bir volkanik dağ olarak ön plana çıkmaktadır. Köse Dağı'nda buzullaşma süreçleri veya jeomorfolojik şekilleri ilgili bir çalışma bulunmamaktadır. Bu araştırmada, Aras Dağları üzerinde bulunan ve daha önce literatürde bahsedilmemiş yeni bir buzullaşma alanı olan Köse Dağı'nın buzul jeomorfolojisine dair ilk bulgular sunulmuştur (Şekil 1).

Jeomorfolojik kanıtlardan referans alarak, paleobuzulların yeniden yapılandırılması Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında modellenmiş ve bölgenin jeomorfolojik evrimi perspektifinde açıklanmaya çalışılmıştır. Köse Dağı'nın buzul morfometrisi özellikleri ile bu morfometrik verilerden yola çıkarak paleoiklimsel sıcak ve yağış rekonstrüksiyonları gerçekleştirilmiştir. Bu amaç doğrultusunda buzul morfometrisi verileri ile Türkiye buzul literatürüne bir alan kazandırmak ve paleosıcaklık ve iklim rekonstrüksiyonları ile Anadolu'da buzul temelli paleoiklimsel veri üretmek hedeflenmiştir. Bu sayede buzul iklim etkileşimlerinin daha iyi anlaşılması ve özellikle Doğu Akdeniz Havzası'ndaki diğer bölgeler ile paleoiklimsel verilerle karşılaştırma imkânı sunması açısından oldukça önemlidir.

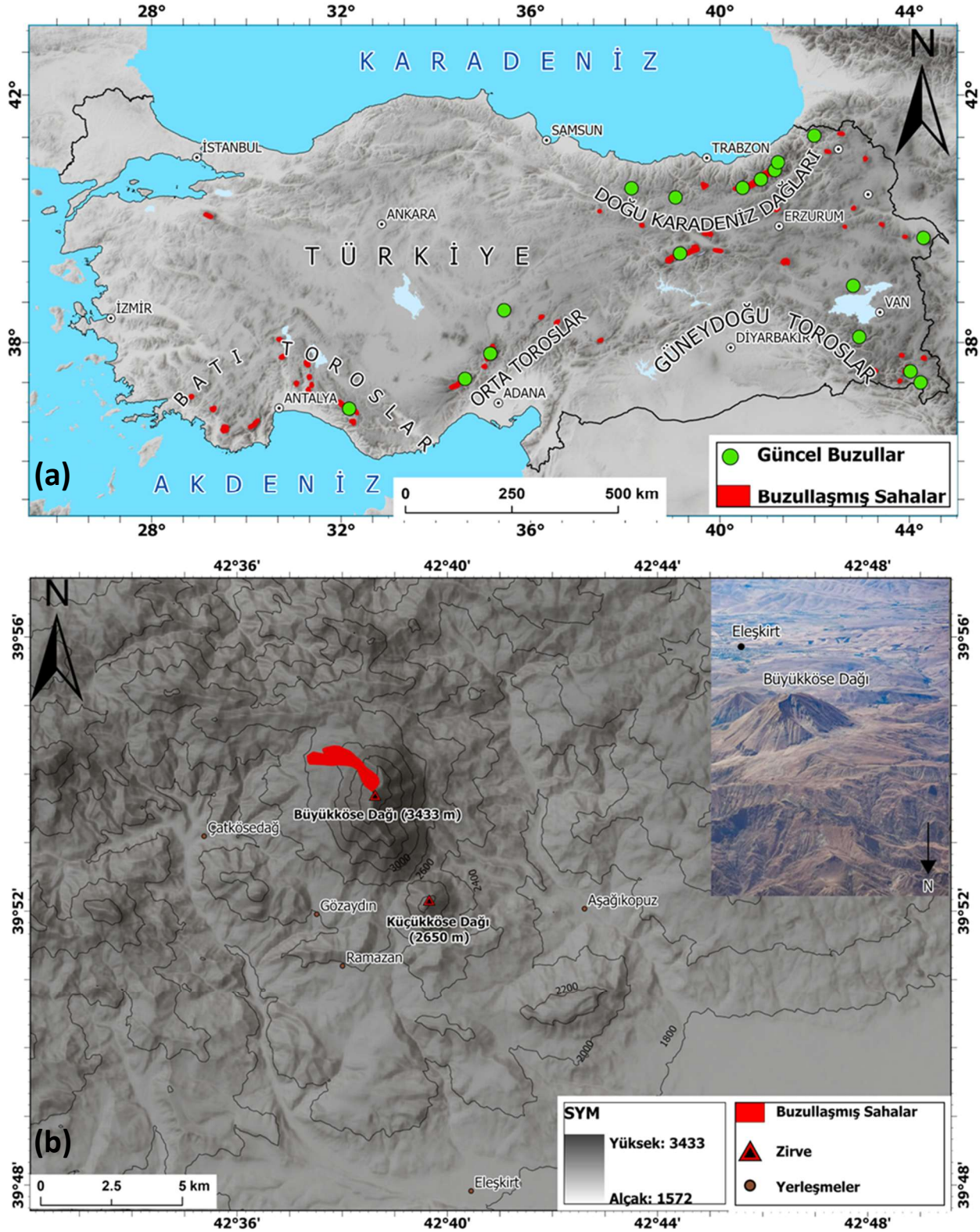
2. ÇALIŞMA ALANI

2.1. Coğrafi Çerçeve

Köse Dağı ($39^\circ 53.726'K$, $42^\circ 38.625'D$) Anadolu'nun kuzeydoğusunda Aras Dağları silsilesi üzerinde münferit volkanik kütle olup

bölgedeki paleobuzullaşma alanlarından biridir (şekil 1). Köse Dağı, Ağrı ilinin 40 km kuzeybatısında Eleşkirt ilçesinin ise 10 km kuzeyinde yer almakta olup Erzurum, Kars ve Ağrı illeri arasında sınır temsil etmektedir. Çalışma sahası ve yakın çevresi büyük ölçüde volkanik kayalarından oluşmaktadır. Köse Dağı

temelde iki önemli zirveden oluşmaktadır. Bölgenin en yüksek noktası olan ve çalışma sahamızı oluşturan 3433 metre yüksekliği ile Büyükköse Dağı ve bu kütlelin 3 km güneyinde yer alan 2650 metre yükseltiyeye sahip Küçükköse Dağı'dır.



şekil 1: a) Türkiye'de güncel ve paleobuzul alanları (Bayrakdar vd., 2015; Keserci vd., 2023c) ve b) çalışma sahasının lokasyon haritası / **Figure 1:** a) The map of current and paleoglacial areas in Turkey (Bayrakdar vd., 2015; Keserci vd., 2023c) and b) the location of the study site.

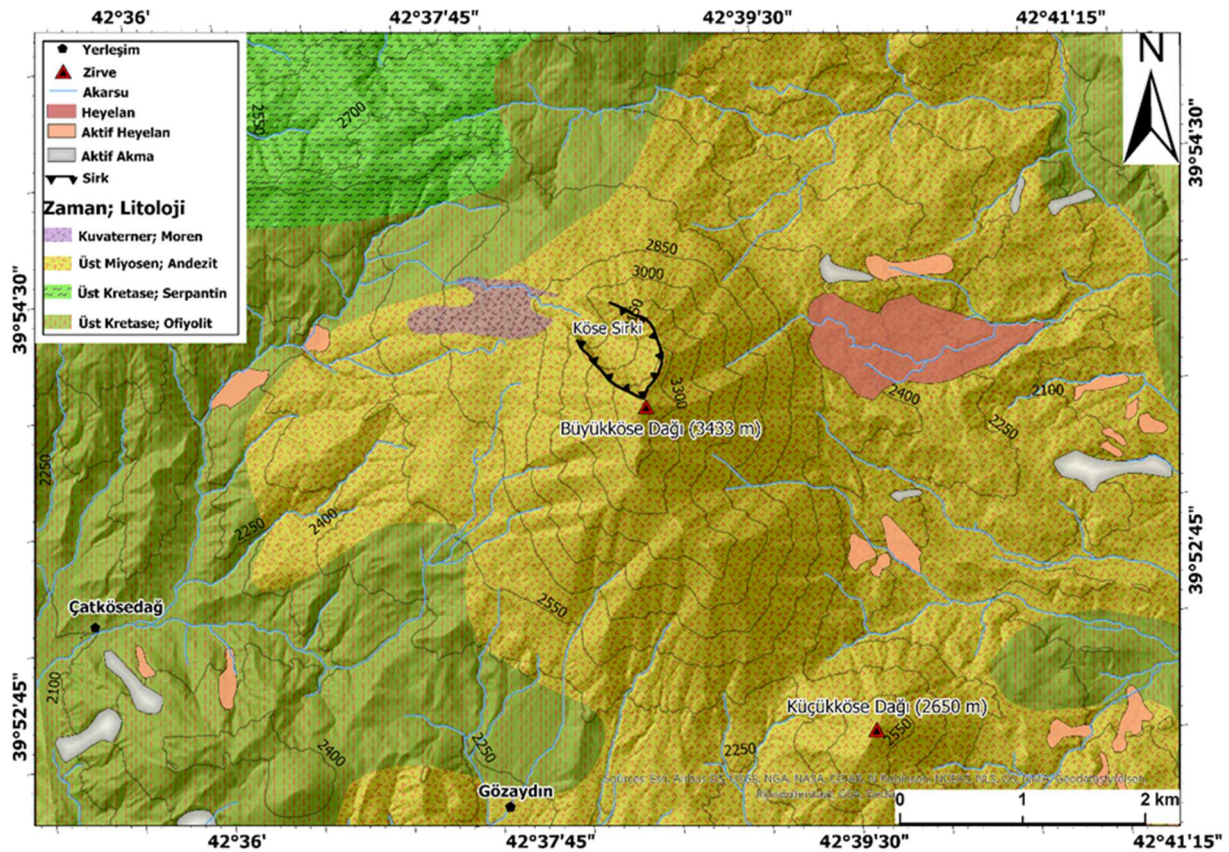
2.2. Jeoloji

Türkiye'nin doğusunda, Doğu Anadolu Bölgesi'nde konumlanan Ağrı ili ve yakın çevresi, jeolojik açıdan oldukça aktif bir bölge olarak ön plana çıkmaktadır. Alp Himalaya Dağ Kuşağı'nın orojenik hareketleri ile şekillenen bu alan, levha tektoniği, volkanik aktiviteler ve kıtasal deformasyonlarla zengin bir tektonik geçmişe sahiptir (Girgin, 1991). Çalışma sahası ve yakın çevresi geniş platolar üzerinde yükselen genç volkanik dağlar ve derin akarsu vadileriyle karakterize olmuştur (Şekil 2). Özellikle Eleşkirt Ovası ve Köse Dağı çevresi hem yüzey şekilleri hem de yer altı yapılarıyla dikkat çeker (Girgin, 1991; IRAP,2021).

Köse Dağı ve çevresinin jeolojik temeli, yüz milyonlarca yıl öncesine uzanan Paleozoik dönem metamorfik kayalarla (şist, gnays) başlamaktadır. Bu yapı üzerinede, Kretase dönemine ait ofiyolitik karmaşık yapılar (Ofiyolit, serpantin) ve volkanik malzemeler

(Andezit) yer almıştır (Şekil 2; Girgin, 1991). Bölge, Avrasya ile Arabistan levhalarının çarpışma zonunda yer aldığı için hem yatay hem de dikey tektonik hareketlerin izlerini taşımaktadır. Bu çarpışma, Miyosen'den itibaren Neotektonik hareketler ile beraber volkanizma ve faylanma oluşumlarını tetiklemiştir (IRAP,2021).

Bölgedeki tektonik hareketlilik, aktif fay sistemleriyle kendini göstermektedir. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) gibi büyük kırıkların yanı sıra Balık Gölü Fayı, Eleşkirt Ovası'nı sınırlayan Kağızman Fayı ve Çaldıran Fayı, depremsellik açısından oldukça önemlidir (Girgin, 1991). Balık Gölü Fayı, 100 km'lik uzunluğu ve sağ yanal atımıyla bölgede sıkça heyelan, çökme gibi yüzey deformasyonlarına neden olmaktadır. Bu faylar, Neotektonik dönemin başlangıcı sayılan Tetis Okyanusu'nun kapanmasıyla ilişkilidir (IRAP, 2021).



Şekil 2: Köse Dağı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA, I49a1, I49a2, I49a4 ve I49a5 paftaları 1/25.000 Ölçekli jeoloji haritasından faydalanılarak hazırlanmıştır) / **Figure 2:** The geological map of Mount Köse and its surroundings (Prepared using the 1:25,000 scale geological maps of MTA, sheets I49a1, I49a2, I49a4, and I49a5).

Köse Dağı, 3433 metre yüksekliğiyle çevresindeki Kurrabarani Tepe, Karataş Tepe ve Sığmdağı gibi diğer yükseltilerle birlikte bölgenin volkanik geçmişini yansıtır. Bu tepeler,

açık gri-pembe tonlarda, yer yer kahverengimsi dasitik lavlar, tüfler ve aglomeralardan (volkanik çakıl birikimleri) oluşmuştur (Ercan vd., 1993). Volkanik aktivite sırasında yüksek

viskoziteli (akışkanlığı düşük) lavlar, çıkış noktaları yakınında hızla soğuyarak kubbemi yapılar (domsal yapı) oluşturmuş ve geniş alanlara yayılamamıştır (şekil 2). Bu durum, bölgedeki sarp doruların ve volkanik tepelerin karakteristik şekillenmesini açıklamaktadır (şekil 2).

Kösedadı Volkanitleri, bölgede Türkecan vd. (1992) tarafından tanımlanan Cemal Volkanitleri ile benzer jeokimyasal özellikler taşır. Jeokronolojik çalışmalar amacı ile Büyük Kösedadı'dan alınan dasitik bir lav örneği üzerinde yapılan analizler, neticesinde $11,4 \pm 0,9$ milyon yıllık bir radyometrik tarih elde edilmiştir (Ercan vd., 1993). Bu durum ise Köse Dağı'nda volkanik aktivitenin Üst Miyosen döneminde gerçekteştiğini ve Doğu Anadolu'daki Tersiyer volkanizmasının bilinen en eski numunelerinden biri olduğunu ortaya koymaktadır (Ercan vd., 1993).

2.3. Güncel İklim

Güncel iklim koşullarının paleobuzul çalışmalarında ele alınmasının temel nedeni, modern iklim verilerinin paleoklimatik rekonstrüksiyonlar için önemli bir karşılaştırma aracı olmasıdır. Günümüz iklim verileri, geçmiş buzul süreçlerini anlamak ve bölgedeki paleo-iklimsel değişimleri modellemek açısından kritik bir referans noktası sağlamaktadır. Özellikle, bu tür rekonstrüksiyonlarda modern iklim koşulları, paleobuzul evrelerinde hakim olan sıcaklık ve yağış rejimleriyle kıyaslanarak, geçmiş iklim koşullarının belirlenmesinde temel bir veri kaynağı olarak kullanılmaktadır. Aynı zamanda günümüz sıcaklık verileri paleo sıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları ve bu noktada kullanılan formüllerin bir değişkeni olarak kullanılmaktadır. Bu bağlamda çalışma sahası ve yakın çevresi için güncel iklim verileri elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

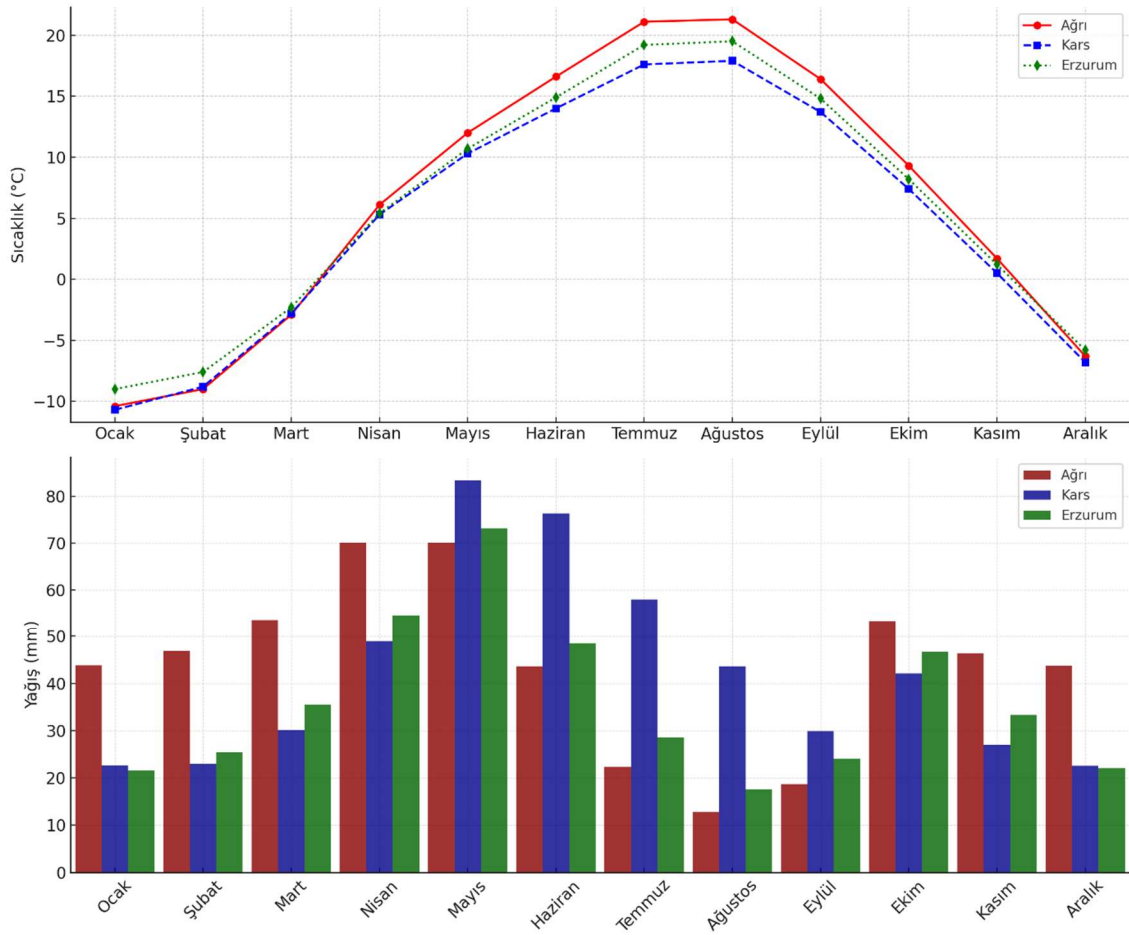
Çalışmada, Köse Dağı'na en yakın olan Ağrı, Kars ve Erzurum MGM meteoroloji istasyonlarının uzun dönemli (30+ yıl) sıcaklık ve yağış verileri kullanılmıştır. Bu istasyonlar, deniz seviyesinden 1650-1850 metre rakımları arasında yer almakta olup, çalışma sahasının mevcut iklim koşullarını temsil etme açısından en uygun veri kaynaklarıdır. Ancak, çalışma alanında doğrudan bir meteoroloji istasyonu bulunmadığından, sıcaklık ve yağış verilerinde

olası bölgesel varyasyonlar göz önünde bulundurulmuştur. Bu bağlamda, interpolasyon ve coğrafi konum farklarından kaynaklanan belirsizlikler dikkate alınmış, verilerin doğruluğunu artırmak için farklı istasyonlardan elde edilen değerler karşılaştırılmıştır.

Uzun dönemli ve kesintisiz rasat verisine sahip olan istasyonlar incelenmiş ve Köse Dağı'na en yakın istasyonlar dikkate alınmıştır. Ağrı, Kars ve Erzurum'un uzun yıllar ortalama iklim verileri incelendiğinde, bu üç şehrin Doğu Anadolu Bölgesi'nde sert karasal iklim koşullarına sahip olduğu görölmektedir. Ağrı'nın yıllık ortalama sıcaklığı $6,3^{\circ}\text{C}$ olup, kış aylarında sıcaklıklar -10°C ile -15°C arasında seyrederken, en düşük ortalama değerler ocak ayında $-15,4^{\circ}\text{C}$ olarak kaydedilmiştir (şekil 3). Temmuz ve ağustos'ta ise sıcaklık ortalama 21°C civarına ulaşabilmektedir. Aylık toplam ortalama yağış miktarı bakımından ilkbahar (nisan-mayıs) en yağışlı dönem olup $70,1$ mm seviyesindedir. Temmuz ve ağustos ise en kurak aylardır (sırasıyla $22,4$ mm ve $12,8$ mm). Yıllık toplam yağış miktarı $525,5$ mm olup, yıl içinde $116,8$ gün yağışlı geçmektedir (şekil 3).

Kars'ta yıllık ortalama sıcaklık $4,8^{\circ}\text{C}$ ile Ağrı'dan biraz daha düşük olup, ocak ayında ortalama sıcaklık $-10,7^{\circ}\text{C}$ 'ye kadar düşmektedir (şekil 3). En düşük ortalama sıcaklık $-16,2^{\circ}\text{C}$ ile şubat ayında görölürken, yaz aylarında en yüksek sıcaklık temmuz'da $17,6^{\circ}\text{C}$ 'dir. Yağış rejimi açısından en yağışlı ay mayıs olup $83,3$ mm, en kurak ay ise aralık ve ocak aylarıdır ($22,6$ mm ve $22,7$ mm) (şekil 3). Kars, yıllık $507,5$ mm yağış alarak Ağrı'ya yakın bir değer gösterse de en yüksek yağış ortalaması yaz başlarında yoğunlaşmaktadır.

Erzurum, yıllık ortalama sıcaklığı $5,8^{\circ}\text{C}$ ile Ağrı'dan biraz daha sıcak, ancak Kars'a kıyasla biraz daha ılımandır (şekil 3). Erzurum'un en soğuk ayı ocak olup $-9,0^{\circ}\text{C}$, en sıcak ayı ise temmuz olup $19,2^{\circ}\text{C}$ 'dir. Erzurum'da yıllık toplam yağış miktarı $430,9$ mm olup, bu değer Ağrı ($525,5$ mm) ve Kars ($507,5$ mm) ile kıyaslandığında nispeten daha düşüktür. Erzurum'da en fazla yağış mayıs ayında ($73,1$ mm), en az yağış ise ağustos ayında ($17,6$ mm) kaydedilmiştir (şekil 3). Erzurum'un güneşlenme süresi yıllık ortalama 7 saat olup, yaz aylarında 11 saat ile maksimuma ulaşmaktadır.



Şekil 3: Ağrı, Kars ve Erzurum istasyonlarının aylık ortalama sıcaklık ve yağış grafiği / **Figure 3:** Monthly average temperature and precipitation graphs for Ağrı, Kars, and Erzurum stations.

Genel olarak değerlendirildiğinde ve istasyonlardan elde edilen veriler çerçevesinde Köse Dağı ve yakın çevresinde yükselti koşulları da dikkate alındığında sert karasal iklimin hâkim olduğu, uzun ve soğuk kışlarla birlikte kısa ve ılık yazların yaşandığı görülmektedir. Kış yağışlarının özellikle Atlantik ve Akdeniz kökenli nemli hava kütlelerinin kuzeydoğu yönlü hareket rotası üzerinde yer almasından kaynaklı olarak kuzeyinde yer alan Kars'dan ve batısında yer alan ve güneyi yüksek kütlelerle Erzurum'dan daha fazla yağışlı olacağı ifade edilmelidir. Bu düşen kış yağışlarının hemen tamamını ise kış döneminde kar yağışı olarak almaktadır. İlkbahar aylarından itibaren ise yüzey sıcaklıklarının artması ve üst atmosferin nispeten daha soğuk olmasına paralel olarak konvektif yağışlarda artışlar dikkati çekmektedir. Bu bağlamda Köse Dağı ve yakın çevresinde kış yağışları Akdeniz kökenli alçak basınç alanları ile kış sıcaklıkları ise bu yüksek rakımın, topoğrafik faktörlerin, Sibiry kökenli termik yüksek basınç ile yerel termik yüksek basınçların hakimiyeti ile açıklanabilmektedir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Jeomorfolojik Haritalama

Bu çalışmada kullanılan veriler, 1:25.000 ölçekli topografya ve jeoloji haritaları, 10 m çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modeli (DEM) (kontur çizgilerinden üretilmiş), GPS ölçümleri, uydu görüntüleri ve saha çalışmaları sonucunda üretilen haritalardan oluşmaktadır. Ayrıca, HGM (Harita Genel Müdürlüğü)'den elde edilmiş olan ortofotolar kullanılarak 1 m'den daha iyi çözünürlüğe sahip yükseklik verileri sağlayan uygun haritalar üretilmiştir.

3.2. Buzul Rekonstrüksiyonu

Türkiye'de paleobuzul morfometrisi üzerine gerçekleştirilen modelleme çalışmalarına bakıldığında; Bayrakdar vd. (2017) Karadağ'da, Bayrakdar vd. (2020) Akdağ (Alanya)'da, Çilğın (2020) Munzur Dağları'nda, Canpolat (2022) Bozburun Dağı'nda, Çilğın vd. (2023), Kovacık, Emerdin ve Dumanlı Dağ'da, Keserci vd. (2023a; 2023b; 2023c) Batı Toroslar'da, Bayrakdar (2023) Kuşak Dağı'nda, Çilğın vd. (2024) Geyik

Dağları'nda ve Bayrakdar vd. (2024) Karadağ'da olduğu gibi farklı bölgelerde çeşitli yöntemlerle paleobuzul modelleme ve morfometrik analiz çalışmaları yapmışlardır. Bu çalışmalar'da yaygın olarak GlaRe modeli kullanılmış olup, son dönemde Palaeolce aracı gibi yeni modeller de yaygınlaşmaktadır.

Bu çalışmada, paleobuzul rekonstrüksiyonu amacıyla ArcGIS tabanlı, kullanıcı dostu bir araç olan Palaeolce kullanılmıştır. Palaeolce, morenler ve trim hatları gibi jeomorfolojik kanıtları temel alarak buz kalınlıklarını, buzul akış yollarını ve paleo-buzul yüzeylerini otomatik olarak hesaplayabilmektedir. Bu model, daha önce geliştirilmiş GlaRe ve VOLTA modellerinin algoritmalarını geliştirerek entegre eden ve paleobuzul rekonstrüksiyon süreçlerini optimize etmeyi amaçlayan kapsamlı bir araçtır (Li, 2023). Bu özellikleriyle, buzul dinamiklerinin anlaşılması ve geçmiş buzul hareketlerinin yeniden yapılandırılması için önemli bir yöntem olarak öne çıkmaktadır.

Palaeolce, paleobuzulların yeniden yapılandırılması sürecinde karşılaşılan zorluklara çözüm sunmak amacıyla geliştirilmiştir. Model, morenler ve trim hatları gibi jeomorfolojik kanıtlardan yararlanarak buz kalınlığı ile yüzey yüksekliklerini hesaplamaya yönelik gelişmiş algoritmalar içermektedir. Başlıca özellikleri şunlardır:

-Akış Hattı Belirleme: Model, hem günümüz buzullarının akış eksenlerini hem de geçmişteki buzulların potansiyel akış yollarını otomatik olarak tespit etmek üzere tasarlanmıştır. Bu süreçte, akarsu ağları ile jeomorfolojik sınırlamalar dikkate alınarak analiz gerçekleştirilir.

-Dijital Yükseklik Modeli (DEM) Düzenlemesi: Günümüz buzullarının mevcut buz kalınlığı DEM verisinden çıkarılarak, zemin topografyası elde edilir ve bu sayede buzul öncesi arazi yapısı belirlenir.

-Paleobuzul Rekonstrüksiyonu: Palaeolce, sınırları belirlenmiş paleobuzullara ait jeomorfolojik verileri değerlendirerek, buzul yüzeyi ve kalınlığını otomatik olarak yeniden yapılandırabilmektedir.

Bu model, paleobuzulların dinamiklerini anlamak için oldukça kapsamlı ve iyi entegre edilmiş bir yaklaşım sunarak, buzullaşma

süreçlerine dair daha doğru ve detaylı rekonstrüksiyonlar yapılmasını mümkün kılmaktadır. Palaeolce, buzulların akış yollarını, kalınlıklarını ve yüzeylerini yeniden oluşturmak için çeşitli bileşenleri içeren gelişmiş algoritmalar kullanmaktadır:

-Akış Hattı Algoritması: Model, buz akış doğrultusunu belirlemek için bir dizi algoritma uygular. Bu süreçte, morenler ve vadilerin alt bölümlerinde bulunan jeomorfolojik sınırlar gibi doğal bariyerler referans alınarak akış hatları belirlenir (Pellitero vd., 2016).

-Şekil Faktörü (f) Hesaplama: Buzul hareket dinamiklerini daha hassas bir şekilde modellemek amacıyla, buz kenarlarında meydana gelen sürtünme etkisini içeren şekil faktörü hesaplanmaktadır. Bu faktör, buz kütlesinin kesitsel alanı, kalınlığı ve tabanla temas ettiği uzunluk göz önünde bulundurularak belirlenir (Nye, 1952).

-Kayma Stresi Optimizasyonu: Palaeolce, trim hatlarından elde edilen yüksekliklerle hesaplanan buzul yüzey yükseklikleri arasındaki farkı minimize ederek en uygun kayma stresini belirler. Bu süreç, modelin farklı bölümlerinde iteratif olarak çalıştırılarak optimize edilir.

-Enterpolasyon Yöntemleri: Paleobuzul kalınlıkları ve yüzey yükseklikleri, topoğrafyaya bağılı olarak otomatik hesaplanmakta ve jeomorfolojik kanıtlar arasındaki geçişler doğrusal interpolasyon teknikleriyle en iyi şekilde optimize edilmektedir (James ve Carrivick, 2016).

Bu algoritmaların entegrasyonu, Palaeolce'in paleobuzul rekonstrüksiyonlarını daha güvenilir ve detaylı bir şekilde gerçekleştirmesini sağlamaktadır. Palaeolce modeli hem küçük hem de büyük ölçekli paleobuzulların yeniden yapılandırılmasında başarılı sonuçlar sunmaktadır. Örneğin, Çin'in Tian Shan bölgesinde yer alan Daxi Vadisi'ndeki buzullar üzerinde gerçekleştirilen testler, modelin sahada yapılan ölçümlerle tutarlı sonuçlar ürettiğini ortaya koymuştur. Bu uyum, modelin paleoiklim koşullarını anlamak ve su kaynaklarının geçmişteki durumunu değerlendirmek açısından güvenilir bir yöntem olduğunu kanıtlamaktadır (Li, 2023). Bu kapsamda, araştırma alanında bulunan Köse Dağı için Palaeolce modeli kullanılarak modelleme gerçekleştirilmiştir. Elde edilen

sonuçların, pELA (kalıcı kar sınırı) ile paleoiklimsel yeniden yapılandırma verilerinin hesaplanmasında kullanılması amaçlanmıştır.

3.3. pELA Hesaplaması

ELA (Denge izgisi Yksekliliği), bir buzulun yıllık kütle dengesinin sıfırı gösterdiği noktaların ortalama yüksekliliği olarak tanımlanır (Porter, 2001). Bu sınır, buzulun birikim ve ablasyon (erime) alanlarını birbirinden ayırır; aynı zamanda kar çizgisiyle yaklaşık olarak örtüşerek yıllık kar rtşnn en alt sınırını işaret eder (Cogley vd., 2012).

pELA hesaplamaları, ArcGIS platformuna bütünleştirilmiş “ELA calculation” isimli araç kutusu kullanılarak otomatik olarak gerçekleştirilmiştir. Bu hesaplamalarda, rekonstrüksiyon süreciyle elde edilen paleobuzul yüzeyi girdi olarak kullanılmış ve hem AAR (MGE dahil) hem de AABR yöntemleriyle pELA değerleri belirlenmiştir (Pellitero vd., 2015). AAR yöntemi, pELA hesaplamalarında en sık kullanılan ve güvenilir sonuçlar sunan yöntemlerden biridir (Pellitero vd., 2015). Bu yöntem, denge profiline sahip bir buzulun akümülasyon alanının, buzulun toplam alanının belirli bir oranını (rneğin, 0.65) temsil ettiği prensibine dayanır. Bu birikim alanının büyük oranda iklim koşullarına ve buzulun kütle dengesine gradyanına bağlı olduğu varsayılmaktadır (Pellitero vd., 2015).

İklimsel denge durumundaki buzulların AAR (Birikim-Alan Oranı) değerleri genellikle 0.5 ile 0.8 arasında değişmektedir (González-Trueba ve Cañadas, 2008). Bununla birlikte, dağ buzullarını daha iyi temsil eden bir oran olarak 0.67 öne çıkmaktadır (Kern ve László, 2010). Yakın tarihli bir karşılaştırmalı çalışmada, Oien vd. (2022), ELA'nın belirlenmesinde AAR (0.58) yönteminin daha tutarlı ve gerçekçi sonuçlar sağladığını ortaya koymuştur. AABR (Birikim-Ablasyon Oranı) yöntemi ise, eski buzulların hipsometrisine ve birikim-ablasyon gradyanlarına dayandığı için, bazı durumlarda AAR yöntemine kıyasla daha doğru sonuçlar verebilmektedir (Rea, 2009; Pellitero vd., 2015). pELA hesaplamalarında, 1.67 ile 2.2 aralığındaki AABR oranları yaygın olarak kullanılmaktadır (Benn ve Lehmkuhl, 2000; Benn ve Ballantyne, 2005; Ballantyne, 2007). Rea (2009), bu bağlamda 1.69'luk bir AABR oranının kullanılması önermiştir. Oien vd. (2022)

tarafından gerçekleştirilen son karşılaştırmalı ELA hesaplamalarında ise, 1.56'lık bir AABR oranının daha gerçekçi sonuçlar verdiği grlmştr. Bu nedenle, bu çalışmada Köse Dağı için 1.56'lık AABR oranı temel alınmıştır. Bu değer, Avrupa Alpleri'ndeki güncel buzullar için hesaplanan 1.6'lık orana oldukça yakındır (Rea, 2009). Oien vd. (2022)'in yaklaşımını takiben, karşılaştırma amacıyla MGE ve AAR (0.58) oranları da kullanılmıştır.

3.4. PaleoSıcaklık ve Yağış Rekonstrüksiyonu

pELA değerlerine sahip paleobuzulları oluşturabilecek uygun iklim koşullarını yeniden yapılandırmak için, pELA seviyesindeki mevcut yağış ve sıcaklık değerlerinin tahmin edilmesi gerekmektedir. ELA'daki sıcaklık ve yağış arasındaki ilişkiyi ifade eden formüller kullanarak, paleobuzulları oluşturabilecek iklim değişiklikleri tahmin edilebilir ve değerlendirilebilir. pELA seviyesindeki mevcut hava sıcaklığı, Köse Dağı'nın yakın çevresinde yer alan meteoroloji istasyonlarının verileri kullanarak, pELA seviyesi için belirlenen sıcaklık düşüm oranı (lapse rate) göz önünde bulundurularak hesaplanmıştır (Ohmura ve Boettcher, 2018). Yaz erime dönemi boyunca, istasyonların günlük nem seviyeleri incelenmiş ve günlük değerlerde çeşitlilikler gözlemlenmiştir. Bu nedenle, nemli veya kuru adyabatik sıcaklık düşüm oranları yerine, ortalama sıcaklık değerlerini hesaplamak için 6.5 C/km'lik standart ortalama sıcaklık düşüm oranı tercih edilmiştir.

Aynı şekilde, pELA seviyesindeki güncel yağış miktarını belirlemek amacıyla Schreiber forml kullanılmış ve hesaplamalar, ilgili meteoroloji istasyonlarından elde edilen verilerin ortalaması temel alınarak gerçekleştirilmiştir (Dönmez, 1990; Bayrakdar vd., 2020; ılgın, 2020; Aykut, 2021; Keserci vd., 2023a). Schreiber forml, özellikle orografinin güçlü olduğu bölgelerde yüksek güvenilirlik sunduğu için tercih edilen yöntemlerden biridir (Dönmez, 1990). Formül, belirli bir yükseltideki yağış miktarını hesaplamak için aşağdaki matematiksel ilişkiye dayanmaktadır:

$$Ph = Po \pm 54h$$

Bu denklemde Po, dağın eteklerinde belirli bir yüksekte ölçülen yağışı (mm cinsinden), 54, her 100 metrelik yükselme için yağış miktarındaki artışı belirten katsayıyı, h ise

istasyonun yüksekliği ile hedef noktadaki yükselti arasındaki farkı (hektometre birimiyle) ifade etmektedir (Ardel vd., 1969; Hepbilgin ve Koç, 2018). Bu formül hem çalışma alanında hem de benzer iklimsel ve topografik özellikler gösteren bölgelerde, bilinmeyen yağış değerlerini hesaplamak amacıyla çeşitli araştırmalarda kullanılmıştır (Dönmez, 1990; Aydınözü, 2008; iek ve Ataol, 2009; Özel vd., 2012; Erdoğan vd., 2015; Şengün ve Kıranşan, 2016; Bayrakdar vd., 2017; Özlü vd., 2017; Hepbilgin ve Koç, 2018; Bayrakdar vd., 2020; ılgin, 2020; Aykut, 2021; Keserci vd., 2023a).

Çalışma bölgesinde yapılan analizler, yerel meteoroloji istasyonlarından alınan veriler ile küresel iklim modelleri (WorldClim, Chelsa, Chirps) tarafından sağlanan yağış tahminleri arasında önemli uyumsuzluklar olduğunu göstermektedir. Ancak Chelsa (Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas) veri seti'nin çalışma sahası ile daha yakın sonuçlar vermesi nedeniyle Schreiber formülünün kullanılması, elde edilen sonuçlar ile Chelsa veri iler karşılaştırılması hedeflenmiştir.

pELA düzeyindeki mevcut iklim koşulları ile buzulların en geniş alana ulaşmasına olanak tanıyan koşullar arasındaki sapmalar, Ohmura ve Boettcher (2018) kaynaklı ikinci dereceden ve doğrusal Yağış-Sıcaklık (P-T) denklemleri aracılığıyla modellenmiştir.

$P = 966 + 230 T + 5.87 T^2$ ELA'daki genel ilişki için standart hata 648 mm'dir ve $P = 835 + 343 T$, standart hata 490 mm olup, olası LGM yaz güneş radyasyonu (S) aralığı $225 < S < 250 \text{ W m}^{-2}$ olan senaryo için geçerlidir (Cao vd., 2019).

Bu hesaplamalar, paleobuzulların oluşumuna izin verebilecek çeşitli sıcaklık ve yağış senaryolarının belirlenmesini sağlamıştır (Oien vd., 2022; Keserci vd., 2023a). Geç Kuvaterner dönemi içerisinde özellikle LGM periyodunda Türkiye'deki dağlık alanlarda buzulların maksimum yayılım göstermesi paleoiklim koşulları yakından bağlantılı görünmektedir. Bu bağlamda Köse Dağı'nda buzulların maksimum büyüklüğe ulaştığı dönemdeki yağış ve sıcaklık değerlerinin tahmin edilmesi buzul-iklim ilişkisinin kurulmasına ve Türkiye'de paleoiklim veri setinin artması açısından da oldukça önemlidir.

4. BULGULAR

4.1. Köse Dağı'nın Jeomorfolojik zellikleri ve Buzul Rekonstrüksiyonu

Büyük ve Küçük Köseadağ, bölgedeki en önemli yükseltilerden olup, Büyük Köseadağ 3433 metreye ulaşan zirvesiyle en yüksek noktayı oluştururken, Küçük Köseadağ 2650 metre yüksekliğiyle dikkat çeken bir diğer zirveyi meydana getirmektedir. Bu iki yapı, volkanik kökenli olup, genç tektonik hareketlerin etkisiyle ortaya çıkan yarık (fissür) volkanizması sonucu şekillenmiştir (Girgin, 1991). Büyük Köseadağ'ın güneydoğusunda yer alan Küçük Köseadağ'ın, bu büyük volkan konisinin ikincil bir oluşumu (parazit koni) olduğu düşünülse de bu bağlantıyı kesin olarak doğrulayan bir kanıt henüz bulunmamaktadır (Girgin, 1991).

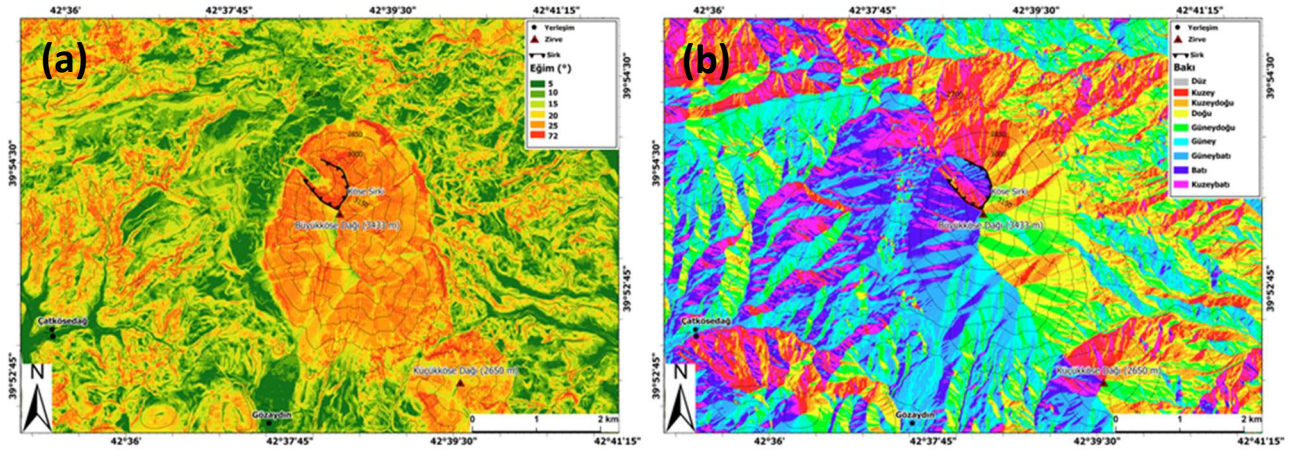
Kuzeybatıda yer alan Büyük Köseadağ ile güneydoğuda konumlanan Küçük Köseadağ arasında kalan eşik alanı, akarsuların etkisiyle önemli ölçüde aşınmış ve yarılmıştır. Bu bölge her iki dağın taban alanı olarak değerlendirilse de, Küçük Köseadağ'ın bir parazit koni olabileceği düşüncesini zayıflatan faktörlerden biri de bu aşınmış eşik sahası olmasıdır (Girgin, 1991).

Büyük Köseadağ'ın doğu yamacı, oldukça yüksek eğim değerlerine sahiptir ve burada ortalama eğim yaklaşık %60 civarındadır. Daha az eğimli olan güney yamaçlarda ise %40'a kadar azalmaktadır. Bu oranlar, özellikle doğu yamacının dik bir topoğrafik yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 4a). Bölgedeki genel eğim değerleri, topografyanın oldukça eğimli olduğunu ve bu nedenle güncel (resent) aşınım süreçlerinin aktif olduğunu göstermektedir. Özellikle doğu yamaçta göze çarpan belirgin dikliklerde, eğim aniden artarak duvarı andıran yamaçlara dönüşmektedir. 2650-2700 metre aralığında tespit edilen bu dik kesimler, %70'in üzerinde bir eğime sahiptir (Şekil 4a). Her ne kadar bu tür dik yamaçlar kısa mesafelerde devam etse de, bölgede şiddetli aşınma süreçleri etkili olmakta ve yerçekimi kaynaklı kopmalar sıkça görülmektedir. Köseadağ kütlesi ile çevresinde yer alan volkanik kökenli kayalar ile diğer fliş formasyonları arasındaki daha düşük dirence sahip zonlara yerleşmiş olan akarsular aşınmaya karşı dirençsiz olan kesimleri derin vadiler şeklinde

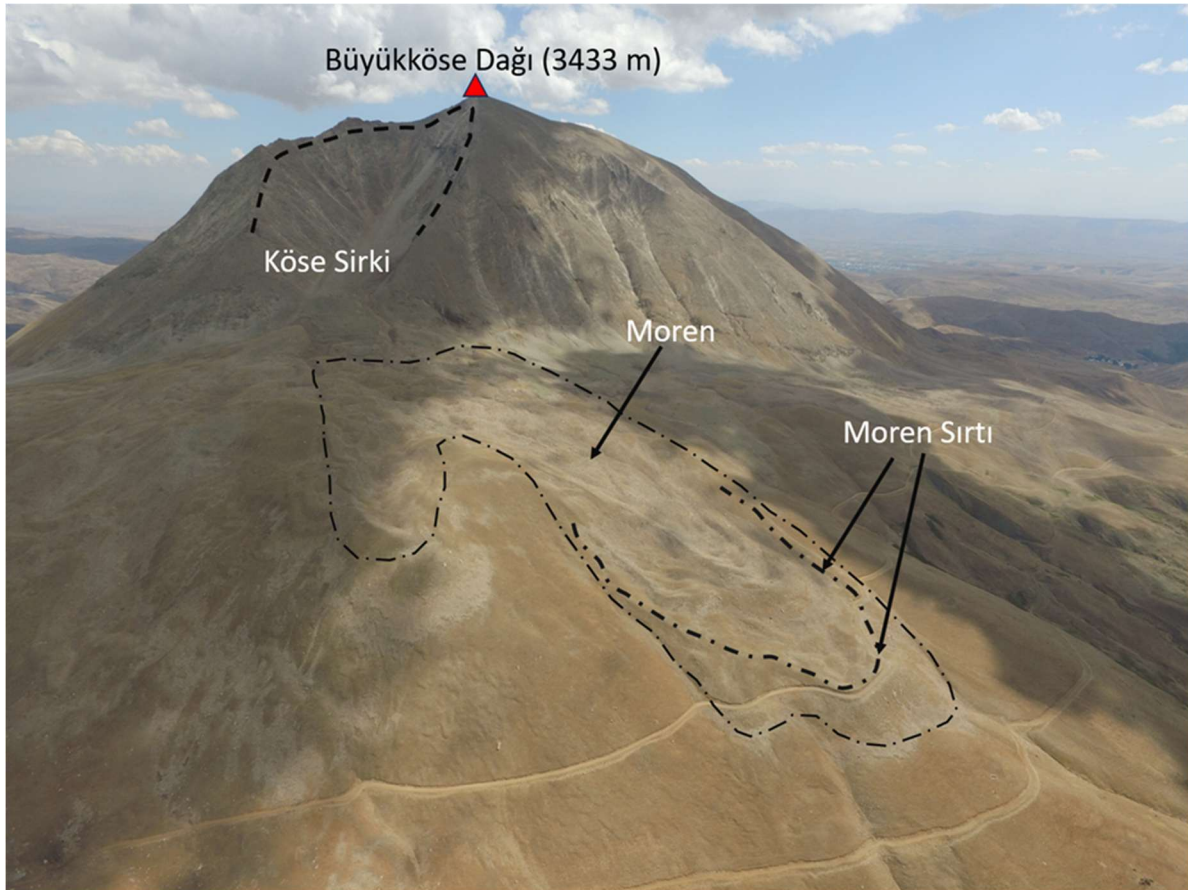
yarmıştır. Bu akarsulardan biri, doğu kesimde bulunan Kopuz Deresi'dir. Köseadağ yamaçlarından inen yan kolları da toplayan bu dere, Eleşkirt ovanına inen önemli akarsularından birini teşkil etmektedir.

Büyük ve Küçük Köseadağ yamaçlarında flüviyal süreçlerin etkisi günümüzde de devam etmektedir. Derin vadiler, sırtlar ve belirgin dik yamaçların oluşumunda, akarsuların aşındırıcı gücü belirgin olarak görölmektedir. Ayrıca donma-çözölme döngüsüne bağlı fiziksel ayrışma da önemli bir rol oynamaktadır.

Özellikle 2900 metreyi aşan yükselti seviyelerinde, günlük ve mevsimsel donma-çözölme süreçleri sırasında büyük miktarda ayrışma ürünü malzeme meydana gelmektedir. Bölgede bulunan akarsular, özellikle sağanak yağışlı dönemlerde ve kar erimelerinin yüksek ilkbahar sonu ve yaz başlarında genellikle iri taneli malzemeleri taşıyabilmektedir. Ancak akarsu yatakları ve dağın yüksek bölümlerinde yer alan sel yarıntılarının özellikle dirsek noktalarında akış hızının azalması sonucu taşınamayan malzemeler yamaç molozlarını oluşturarak yığılmaktadır.



şekil 4: Köse Dağı'nın eğim (a) ve baki özellikleri (b) / Figure 4: Slope (a) and aspect characteristics (b) of Mount Köse.



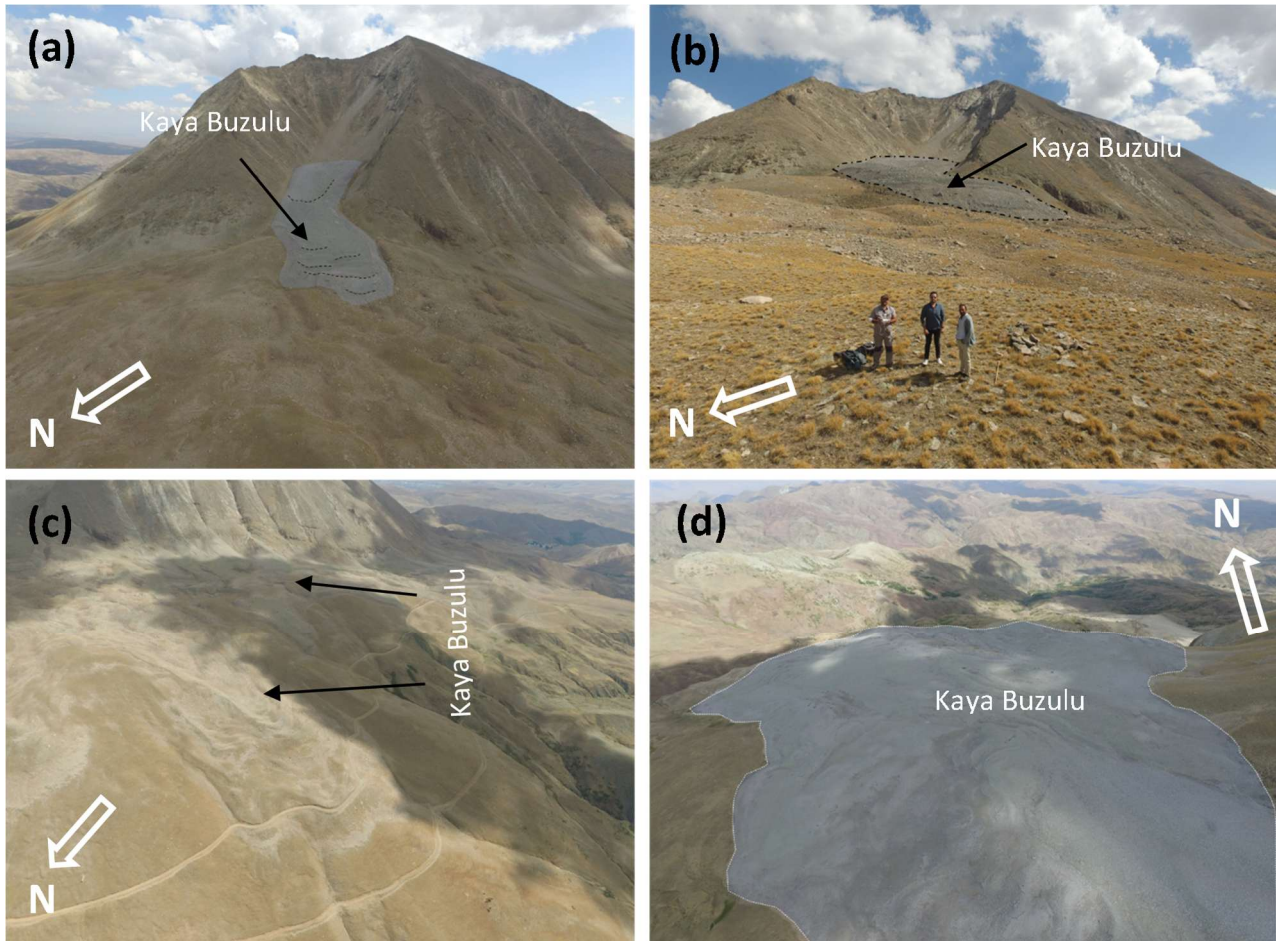
şekil 5: Köse sirkı ve morenlerin genel görünümü / Figure 5: General view of the Köse cirque and moraines.

Köse Dağı'nın 3433 metre rakıma sahip zirve noktasından itibaren kuzeybatı yönüne uzanan derin olarak yarılmış bir sirk yer almaktadır. Bu sirk duvarlarının yüksekliği sirk tabanından itibaren zirve hattına kadar 250-380 metre arasında değişmektedir. Bu kesim volkanik bir koni biçiminde olan Köse Dağı'nın kuzeybatı yönüne uzanan, yarım daireye yakın formda, derin erozyon izleri içeren bir sirk yapısı ve bu sirk alanından kuzeybatıya doğru açılan kesiminde 1.65 km'ye varan uzunluğu ile morenler yer almaktadır (Şekil 4b). Köse sirkinin başlangıç kesimleri daha geniş bir alana sahipken sirkin alt kesimleri daralarak daha geniş bir plato alanına doğru açılmaktadır. Bu yapısı itibari ile Köse buzulu bir sirk buzulu olarak ifade edilebilir. Sirk alanından itibaren çıkan paleobuzul, dil şeklinde daha düşük rakım seviyelerine kadar inmiştir. Bu buzula ait cephe moreni ise trim hattından daha aşağı seviyelere yayılarak 2620 metrelerde son bulmuştur (Şekil 5).

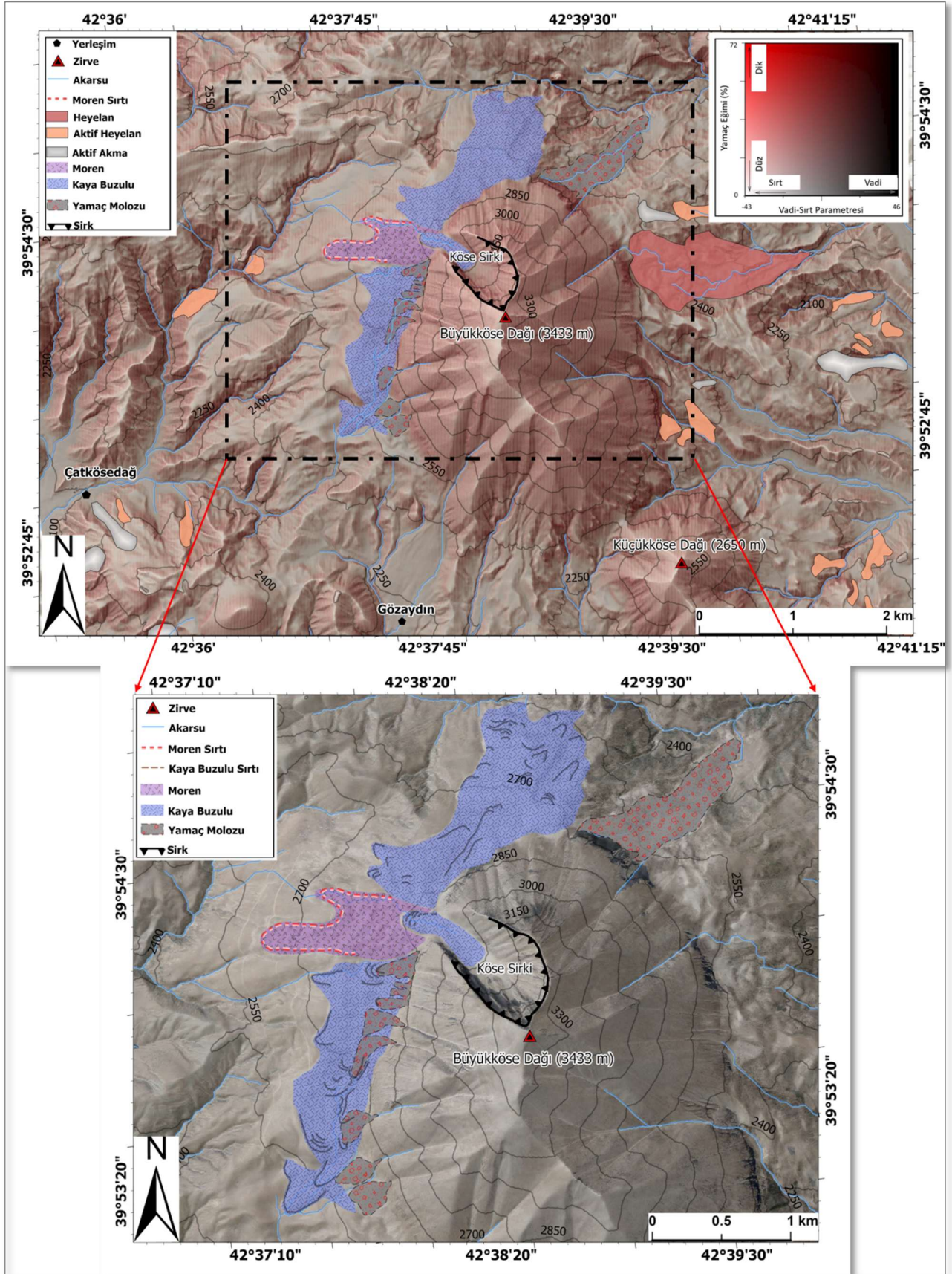
Köse Dağı'nda paleobuzulların meydana getirdiği morenler üzerinde hem aktif hem de

relikt kaya buzulları gelişim göstermektedir. Sirk içerisinde yer alan kaya buzulu ve bunun özellikleri bu yapının aktif kaya buzulu niteliği taşıdığını gösterirken, dağın batı ve kuzey yamaçlarında hâkim olan kaya buzulları relikt (fossil) olarak değerlendirilmiştir. Bu kaya buzulları toplamı yaklaşık 2.42 km² ulaşmaktadır (Şekil 7). Köse Dağı'nın özellikle batı yamaçlarında yer alan kaya buzulları üzerine sel yarıntıları üzerinden yamaç molozlarının aktığı görülmektedir. Bu molozlar kaya buzulları üzerine malzeme taşıyarak kaya buzulların gelişmesine ve genişlemesine olanak sağladığı ifade edilebilir (Şekil 6 a, b, c, d; Şekil 7).

Özellikle Köse Dağı'nın volkanik unsurlardan müteşekkil olması, yüksek rakım ve günlük yüksek sıcakları değişimleri neticesinde mekanik parçalanma hadisesini ortaya çıkarmaktadır. Bu şartlar dağın yamaçları boyunca ve yakın çevresindeki yüksek eğimli arazilerde yamaç molozları, heyelan, akmlar ve periglasyal şekillerin gelişmesine imkân tanımıştır (Şekil 6, Şekil 7).



Şekil 6: Köse Dağı'nda yer alan kaya buzulu alanları / Figure 6: Rock glacier areas on Köse Mountain.



Şekil 7: Köse Dağı ve yakın çevresinin jeomorfolojik özelliklerini gösterir haritası (Heyelan verisi, MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici'sinden faydalanılarak oluşturulmuştur (Url 1)) / **Figure 7:** The geomorphological map of Mount Köse and its surroundings (Landslide data derived from the Geosciences Map Viewer MTA (Url 1)).

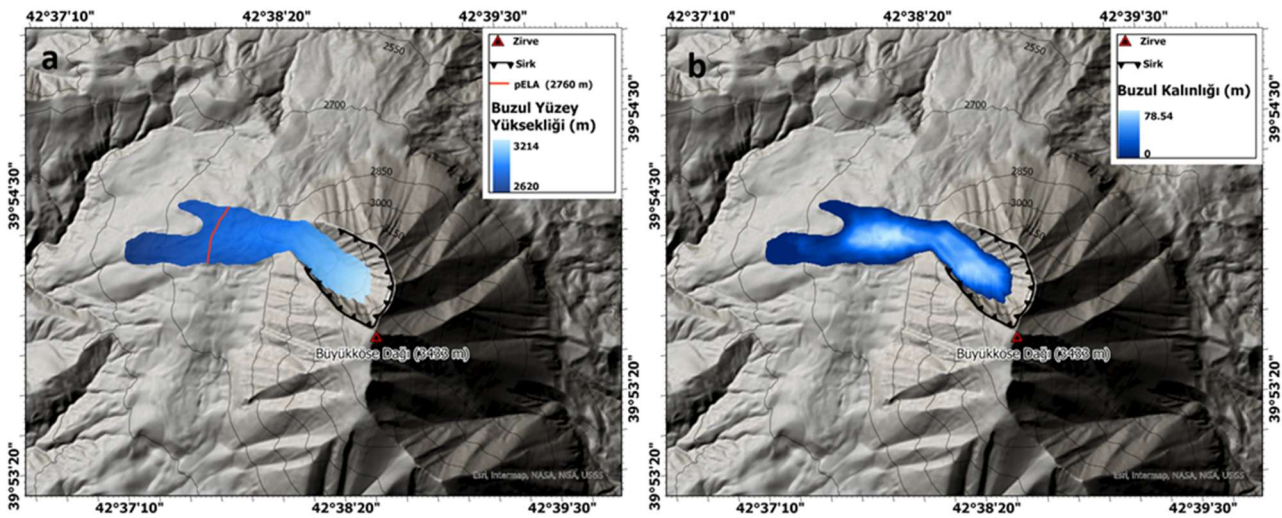
Köse Dağı'nda Paleolce modeli tekrardan yapılandırılan paleobuzulun morфометrik özelliklerine bakıldığında buzulun uzunluğu 2035 metre olduğu tespit edilmiştir. Zirve bölümün kuzeybatısında andezitler içerisinde yerleşmiş olan buzul bu kesimde derin ve iyi gelişmiş bir sirk yapısı meydana getirmiştir. Bu sirkin yamaç eğimleri 40-65° arasındadır. Sirk duvarlarının üst bölümlerinden itibaren başlayan buzulun başlangıç yüksekliği 3214 m, buzulun sirk duvarlarından çıktıktan sonra eriştiği terminal yükseklik değeri ise 2620 metre olarak hesaplanmıştır (Tablo 1, Şekil 8a).

Buzul rekonstrüksiyonu ile elde edilen buzulun alansal büyüklüğü ise 0.651 km² olarak

belirlenmiştir. Bu özelliği ile Köse Buzulu tipik bir küçük ölçekli dağ buzulunu temsil etmektedir. Buzulun ortalama kalınlığı 28 metre olmakla birlikte, maksimum kalınlık 79 metreye ulaşarak buzul tabakasının alt kesimlerde daha derin ve düzensiz bir morfolojiye sahip olduğunu göstermektedir (Tablo 1, Şekil 8b). Buzulun 0.0182 km³ olarak belirlenen hacmi, alanına oranlandığında ~28 m³/m² yoğunluk değeriyle düşük-orta seviyeli bir birikim özelliği sergilemektedir. Buzulun gerisinde bırakmış olduğu morenler üzerinde daha sonraki süreçlerle kaya buzulları gelişmiş olup paleobuzul alanı ve çevresinde belirgin olarak kendini göstermektedir.

Tablo 1: Köse Buzulunun Morфометrik özellikleri / **Table 1:** Morphometric characteristics of the Köse Glacier.

Paleobuzul Alanı	Buzul Uzunluğu (m)	Buzul Terminal Yüksekliği (m)	Buzul Başlangıç Yüksekliği (m)	Ortalama Kalınlık (m)	Maksimum Kalınlık (m)	Alan (km ²)	Hacim (km ³)
Köse Buzulu	2035	2620	3214	28	79	0.651	0.0182 km ³



Şekil 8: Köse Dağı paleobuzul(a) ve kalınlık rekonstrüksiyonu(b) / **Figure 8:** Paleoglacier(a) and thickness(b) reconstruction of Köse Mountain.

4.2.ELA Yeniden Yapılandırması ve Paleoiklim Rekonstrüksiyonu

Bu çalışmada, paleo denge hattı yüksekliği (pELA) hesaplamaları için Birikim Alanı Oranı (AAR), Alan-Yükseklik Dengesi Oranı (AABR) ve Medyan Buzul Yüksekliği (MGE) ve Alan-Yükseklik Yöntemi (AA) yöntemleri kullanılmıştır. Yeniden yapılandırılmış 3D buzul yüzeyi topografyasına dayalı olarak raster veri kümeleri üzerinden analizler gerçekleştirilmiştir.

AAR yöntemi için 0.65 oranı, AABR yöntemi için ise 1.56 oranı kullanılmıştır (Tablo 2). AABR 1.56

yönteminin, buzullar için en gerçekçi sonuçları verdiği kabul edildiğinden (Oien vd. 2022) bu çalışma kapsamında Köse Dağı için pELA değeri 1.56 oranı temel alınarak belirlenmiştir. Diğer oranlar ise karşılaştırma amacıyla hesaplamalara dahil edilmiştir.

AABR (1.56) yöntemiyle hesaplanan ELA değeri yaklaşık 2760 m, AAR (0.65) yöntemiyle ise 2730 m olarak belirlenmiştir (Tablo 2, Şekil 8a). Öte yandan, Medyan Buzul Yüksekliği (MGE) yöntemi ile hesaplanan ELA yaklaşık 2930 m, Alan-Yükseklik Yöntemi (AA) ile 2850 metre olarak tespit edilmiştir (Tablo 2).

Tablo 2: Köse buzulu pELA rekonstrüksiyonu / **Table 2:** pELA reconstruction of the Köse Glacier.

Paleobuzul Alanı	Alan (km ²)	Hacim (km ³)	MGE	AAR (0.65)	AA	AABR (1.56)
Köse Buzulu	0.651	0.0182 km ³	2930	2730	2850	2760

Materyal ve Yöntem bölümü altında ifade edildiği üzere Köse Dağı'nın yakın çevresinde yer alan meteoroloji istasyonların rasat verileri elde edilmiş ve pELA seviyesi için sıcaklık ve yağış değerleri belirlenmiştir. pELA seviyesinde günümüzde yaz dönemi sıcaklık ortalama değeri 12 °C olarak yağış değeri ise 972 mm olarak hesaplanmıştır. Bu değerler üzerinden paleobuzulun gelişmiş olduğu düşünülen LGM dönemi için paleosıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları gerçekleştirilmiştir. Tablo 3 ve Şekil 8'de Köse Dağı'ndaki potansiyel pELA üzerinde sıcaklık düşüşünün yağış değişimine etkisini inceleyen bir modelleme çalışmasının sonuçlarını sunmaktadır. Tablo 3, kuadratik (ikinci dereceden) ve doğrusal (lineer) matematiksel formüller kullanılarak hesaplanan yağış değişim yüzdeleri, pELA noktasındaki yağış miktarları ve belirsizlik aralıklarını içermektedir. Uygulanan formülasyon için 5-12 °C aralığındaki sıcaklık düşüşü için hesaplamalar gerçekleştirilmiştir.

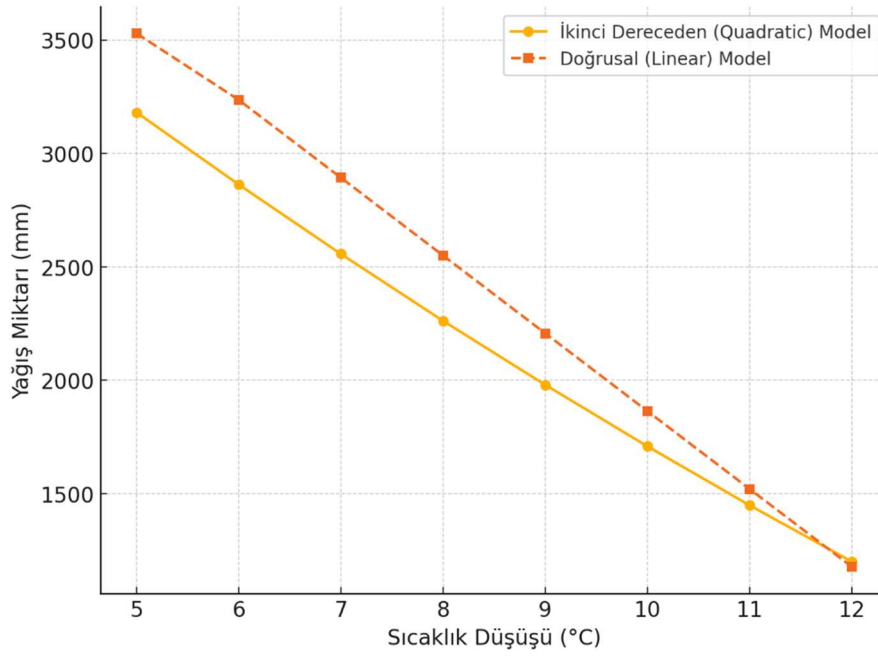
Türkiye ve Doğu Akdeniz Havzası için yapılan buzul temelli paleoiklimsel rekonstrüksiyon ile paleoiklimsel çalışmalar neticesinde münferit

bölgeler'de LGM dönemi için 5-12 °C'lık düşüşler öngörülmüştür (Sarıkaya vd., 2009; Ünal-İmer vd., 2015; Bayrakdar vd., 2017; Akçar vd., 2017; Erturaç ve Kıyak, 2017; Oğuz ve Akin, 2019; Köse vd., 2019; Sarıkaya ve Çiner, 2019; Bayrakdar vd., 2020; Çılığın, 2020; Çılığın vd., 2023; Bayrakdar, 2023; Keserci vd., 2023a; Çılığın vd., 2024).

Tablo 3'te sıcaklık düşüşü arttıkça yağışın arttığı net bir şekilde görülmektedir. Örneğin, 8°C sıcaklık düşüşünde, kuadratik modele göre yağış %112 artarken (2262 mm), doğrusal modele göre %131 artış (2550 mm) öngörülmektedir (Tablo 3, Şekil 9). Bu artış, atmosferik soğumanın nem taşıma kapasitesini düşürmesi ve konveksiyonel yağışları artırmasıyla açıklanabilir. Kuadratik model, yağış artışını daha yavaş bir eğriyle temsil ederken, doğrusal model yağış değişimini sabit bir oranla ilişkilendirmektedir. Örneğin, 8°C düşüşte kuadratik model %112 artış tahmin ederken, doğrusal model %131 artış öngörmektedir. Bu fark, iklim sisteminin doğrusal olmayan davranışlarından kaynaklanmaktadır.

Tablo 3: Ohmura ve Boettcher (2018) tarafından geliştirilen ikinci dereceden (solda) ve doğrusal (sağda) formüllere göre Köse Dağı'ndaki ortalama pELA seviyesinde maksimum buzullaşma sırasında tahmin edilen yağış değişimleri için çeşitli varsayımsal sıcaklık değişimlerine ilişkin veriler / **Table 3:** Data on various hypothetical temperature changes for precipitation variations estimated during the maximum glaciation at the average pELA level on Köse Mountain, based on the quadratic (left) and linear (right) formulas developed by Ohmura and Boettcher (2018).

Yağış Değişimi (%) QUADRATIC	pELA seviyesindeki yağış (mm) (±648) QUADRATIC	pELA seviyesindeki Yaz ortalama sıcaklığı (°C)	pELA'daki Mevcut Ortalama Yaz Sıcaklığından Düşüş (°C)	Yağış Değişimi (%) LINEAR	pELA seviyesindeki yağış (mm) (±490) LINEAR
217(±25)	3181	8	5	259(±17)	3529
181(±29)	2863	7	6	216 (±19)	3236
145(±33)	2557	6	7	174 (±22)	2893
112(±38)	2262	5	8	131 (±26.5)	2550
79(±45)	1980	4	9	89 (±32.6)	2207
49(±54)	1709	3	10	45 (±42)	1864
19(±68)	1449	2	11	2(±60)	1521
-8.6(±89)	1201	1	12	-41 (±103)	1178



Şekil 9: Ohmura ve Boettcher (2018) tarafından geliştirilen ikinci dereceden (sarı) ve doğrusal (kırmızı) formüllere göre Köse Dağı'ndaki ortalama pELA seviyesinde maksimum buzullaşma sırasında tahmin edilen yağış değişimleri için çeşitli varsayımsal sıcaklık ve yağış tahminleri / **Figure 9:** Various hypothetical temperature and precipitation estimates for precipitation variations at the average pELA level on Köse Mountain during the maximum glaciation, based on the quadratic (yellow) and linear (red) formulas developed by Ohmura and Boettcher (2018).

Kuadratik model, aşırı soğuma durumlarında yağış artışı sınırlandırırken, doğrusal model daha güçlü tahminler üretmektedir. Tablo 3 'te 12°C'lik sıcaklık düşüşünde yağışın %8,6 azalması (kuadratik) ve %41 azalması (doğrusal) öngörülmektedir. Bu durum, aşırı soğumanın atmosferik dinamikleri ile havanın su tutuma kapasitesinin düşeceğine ve/veya potansiyelinin azalacağına işaret etmektedir. Sıcaklık düşüşü arttıkça, yağış tahminlerindeki belirsizlik ($\pm\%$) dramatik şekilde artmaktadır. Örneğin, 8°C düşüşte kuadratik modelin hata payı %38 iken, 12°C'de %89'a çıkar. Bu, modelin ekstrem koşullarda güvenilirliğinin azaldığını göstermektedir. Bu belirsizlikler, geçmiş iklim koşullarına ait proxy verilerin sınırlı olması ve sıcaklık, nem, rüzgâr desenleri ve topoğrafya arasındaki karmaşık etkileşimlerden kaynaklanır.

Köse Dağı'na ait paleosıcaklık ve yağış senaryolarının olduğu tablo 3'ün yanı sıra karşılaştırma yapılması için Chelsa iklim veri setleri de kullanılmıştır. Bu veri setine göre günümüzde pELA seviyesinde yaz dönemi ortalama sıcaklık değeri 14.2 °C iken, LGM döneminde ise 7 °C olarak tahmin edilmiştir (Şekil 10a, b). Bu değerler istasyonlardan elde edilen ve gerçeşleştirilen rekonstrüksiyonlara göre günümüzde 12 °C'dir. Bu bağlamda 5°C ile

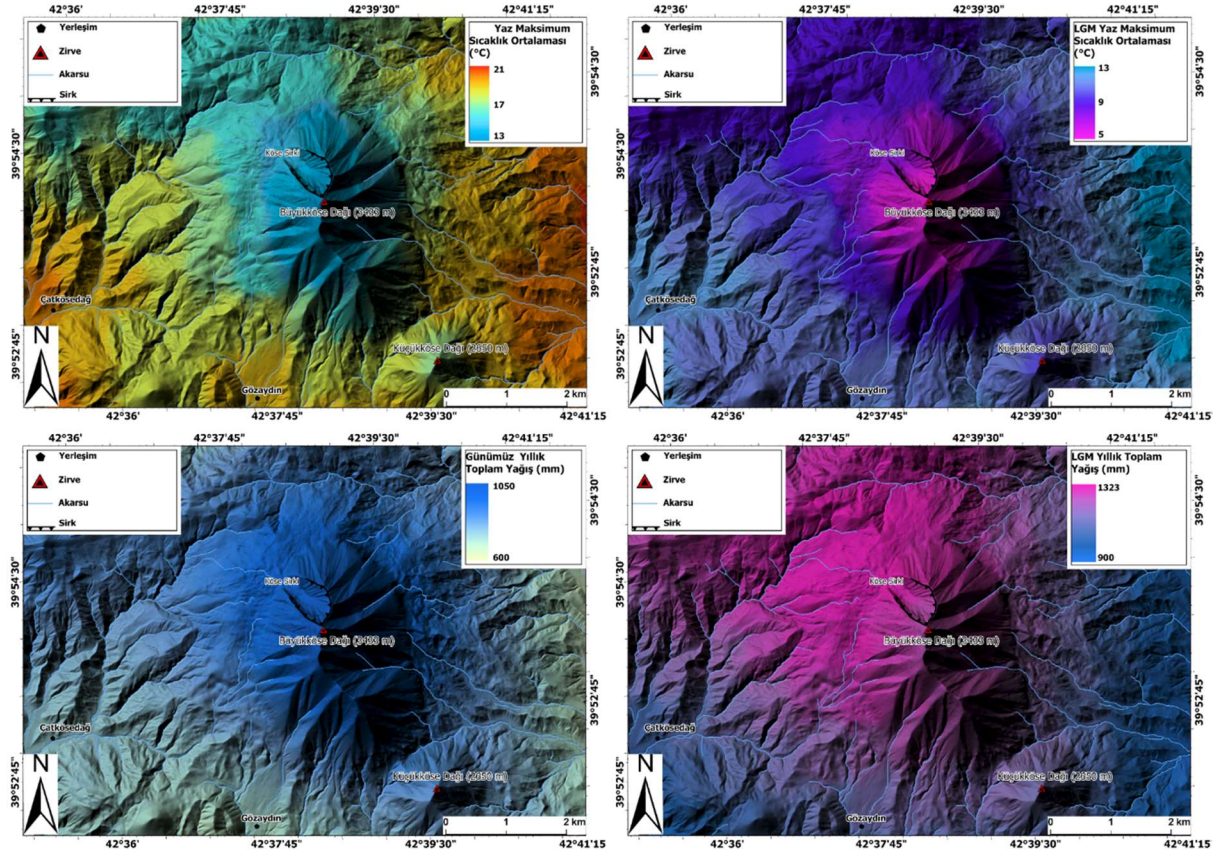
12°C arasında değişen sıcaklık düşüşleri için yağış değişimlerini hem kuadratik hem de doğrusal modellerle hesaplarken, Chelsa küresel veri seti LGM döneminde 7,2°C'lik sıcaklık düşüşü ve %37,7 yağış artışı öngörmektedir (Şekil 10a, b, c, d).

Köse Dağı'nın günümüz yaz sıcaklığı 12°C ve yağışı 972 mm iken, Chelsa'da bu değerler 14.2°C ve 980 mm'dir. Köse Dağı'nda 5°C sıcaklık düşüşü (LGM'de 7°C) durumunda, kuadratik modele göre yağış %112 artışla 2262 mm, doğrusal modele göre %131 artışla 2550 mm olarak hesaplanmıştır. Bu, Chelsa'nın %37.7 artışla 1350 mm tahmininden çok daha yüksek bir yağış seviyesine işaret etmektedir. Ancak, Köse Dağı'nda sıcaklık düşüşü arttıkça yağış artışı azalmakta, hatta 12°C düşüşte kuadratik modele göre %8.6 azalma (-8.6%), doğrusal modele göre %41 azalma (-41%) öngörülmektedir.

Sıcaklık koşulları dikkate alındığında Chelsa ve meteoroloji istasyonlarından elde edilen veriler arasında önemli farklar göze çarpmamaktadır. Yağış hadisesinde ise kuadratik förmüle göre LGM döneminde 5 °C'lik sıcaklık düşüşünde yağış miktarı 2200 mm civarında olurken hata payı oranı ± 648 mm'dir. Bu durum ise iki verinin birbirine hata payları oranında yaklaştığını göstermektedir. Ancak Köse Dağı'nda 8°C düşüş

(LGM'de 4°C) durumunda bile yağış artışı kuadratik formüle göre %79 (1980 mm), doğrusal formüle göre %89 (2207 mm) iken, Chelsa'nın 7,2°C düşüşte %37,7 artış öngörmesi, iklim tepkilerinin bölgesel ölçekte nasıl değiştiğini göstermektedir. Chelsa daha büyük

veri setleri ile çalışması ve küresel ölçekte yapılandırılan verileri ölçek büyütme yöntemi ile daha mikro alanlara uyarladığı için lokal ve mikro iklimik koşulları yüksek oranda temsil edemediğini belirtmek gerekmektedir.



Şekil 10: Köse Dağı ve yakın çevresinin Chelsa veri setine göre günümüz yaz maksimum sıcaklık ortalaması (a), LGM dönemi yaz maksimum sıcaklık ortalaması (b), günümüz yıllık toplam yağış (c), ve LGM dönemi yıllık toplam yağış (d) / **Figure 10:** Present-day summer maximum temperature average (a), LGM period summer maximum temperature average (b), present-day annual total precipitation (c), and LGM period annual total precipitation (d) for Köse Mountain and its surrounding area based on the Chelsa dataset.

5. TARTIŞMA

Köse Dağı'nda gerçekleştirilen bu çalışma, Doğu Anadolu'nun volkanik dağlarında Geç Kuvaterner dönemine ait buzullaşma süreçlerine dair önemli jeomorfolojik ve paleoiklimsel veriler sunmaktadır. Tespit edilen sirk, moren depoları ve trimline'lar bölgenin geçmişte önemli ölçüde buzul aktivitesine maruz kaldığını kanıtlamaktadır. Özellikle 2035 m uzunluğundaki sirk buzulunun 2620 m'ye kadar inen terminal morenleri, buzulun LGM döneminde etkili olduğunu düşündürmektedir. Bu bulgular, Doğu Anadolu'nun yüksek volkanik platolarındaki dağların ve münferit yükseltilerin, lokal iklim koşulları ve topoğrafik faktörlerin etkisiyle buzullaşma için elverişli bir

ortam sağladığını ortaya koymaktadır. Türkiye ve Doğu Akdeniz Havzası'nda buzul morfometrisi ve jeomorfolojisine odaklı çalışmalar ve literatürel alt yapı geliştirilmiştir (Çiner, 2003; Sarıkaya vd., 2011; Bayrakdar vd., 2015; Dede, 2015; Öztürk vd., 2021; Çılığın vd., 2023; Keserci vd., 2023b; Çılığın vd., 2024; Bayrakdar vd., 2024) (Şekil 1). Bu literatürel çalışmalar ve keşifler incelendiğinde Köse Dağı ile ilgili buzul jeomorfolojisi bulgusuna ve/veya ifadesine rastlanmamıştır. Bu bağlamda Köse Dağı ile ilgili gerçekleştirilen bu çalışma Geç Kuvaterner buzullaşma izlerinin saptandığı ve literatürde yeni saha olarak değerlendirilmektedir.

Buzulların en önemli göstergelerinden biri iklimik ve morfolojik yapılarının bir yansıması

olan kalınlık değerleridir. Çünkü buzul kalınlıklarını denetleyen en temel faktörler iklimatik koşullar ve mikro ölçekte topoğrafik şartlardır. Bunlara bağlı olarak beslenmenin fazla ve sıcaklık koşullarının uygun olduğu kesimlerde buzul kalınları artmaktadır. Bu şekilde Geç Kuvaterner döneminde beslenmenin yani yağışın fazla olduğu Toroslar Dağları'nda çeşitli çalışmalarda 80-400 metreler civarında buzul kalınlıkları tespit edilmiştir (ılęın 2015; Yeşilyurt vd. 2018; ılęın, 2020; Bayrakdar vd. 2020; Canpolat 2022; Keserci vd., 2023'a; Keserci vd., 2023b; Çılęın vd., 2024; Seven, 2024). Bu çalışmalardan özellikle Batı Toroslar bölümünde yer alan dağlardaki buzul kalınlıkları, yükseltisi ortalama 2200-2600 metre arasında kesimlerde oldukça fazladır. Bu anlamda buzul kalınlıkları sıcaklık özelliklerinden çok kuvvetli beslenme özellikleri ile yakından ilişkili görünmektedir. Köse Dağı'nda oldukça yakın bir noktada yer alan Zor Dağı'nda yapılan çalışmada yapılan hesaplamalara göre buzul kalınlık değeri 150 metre olarak belirlenmiştir (Öztürk ve Zorer, 2025). Köse Dağı'nda yapılan palaeolce modeline göre ise maksimum buzul kalınlığı 79 metre olarak tespit edilmiştir. Bu kalınlık değerleri örnekleri verilen bölgelere göre oldukça düşük kalmaktadır. Bunun nedenlerinden biri buzulu besleyen bir adet orta küçük ölçekli bir sirkin varlığı ve özellikle nem kaynağından uzak bir kesimde yer almasından dolayı yağışların diğer bölgelere göre nispeten daha az olması ile bağlantılıdır. Bu kesim yüksek karasallık özelliği göstermesi ve yaz dönemlerinde yüksek güneş radyasyonu sebebiyle erime (ablasyon) noktasının yükselmesine ve kalınlıkların nispeten daha az olmasına sebebiyet vermiş olmalıdır.

Köse Dağı'nda buzul rekonstrüksiyonu verilerinden elde edilerek hesaplanan pELA değerlerine bakıldığında AABR (1.56) metoduna göre 2760 m olarak tespit edilmiştir. Köse Dağı'nın yer aldığı Doğu Anadolu ve Kuzeydoğu Anadolu da diğer dağlar ile karşılaştırıldığında birtakım farklılıklar göze çarpmaktadır. Kuzey Anadolu Dağları üzerinde yer alan Kaçkarlar'da 2700 m (Doğu vd., 1993), Karçal Dağı'nda 2600 m (Dede vd., 2017; Dede vd., 2017), Yalnızçam Dağlarında 2615-2800 m (Dede,2009), Soğanlı Dağları'nda 2500 m, (Yalçınlar,1951), Demirkapı

Dağı'nda ise 2550 m olarak belirlenmiştir (Doğu vd., 2000). Genel olarak bakıldığında ise Kuzey Anadolu Dağları üzerinde pELA seviyesinin 2500-2700 m olduğu ifade edilebilir (iek vd., 2004; Gürgen, 2009).

Köse Dağı'nın güneyinde yer alan Süphan Dağı'nda kalıcı kar sınırı seviyesinin 3200 m (Kesici, 2022), Bingöl Dağı'nda 2820 m (Tonbul, 1997) ve çalışma sahasının batısında yer alan Munzur Dağlarında ise 2600 m (ılęın, 2020) olduğu ifade edilmiştir. Güneydoğu Toroslar'da yer alan Cilo Dağları'nda 2800 m (Onur, 1962) ve İhtiyarşahap Dağları'nda 2835 m (Yeşilyurt vd., 2018) olarak tespit edilmiştir. İfade edilen yüksek dağlık kütleler ve yakın coğrafi bölgeler arasında da kısa mesafelerde pELA seviyeleri arasında küçük farklılıklar göze çarpmaktadır. Bu farklılıklar özellikle makro iklimden ziyade mikro iklim ve topoğrafik faktörlerin mikroklimatik koşulları modifiye etmesi ile yakından bağlantılıdır. Bu bağlamda Köse Dağı ve çevresinde yer alan dağlık sahalardaki pELA seviyeleri birbiri ile oldukça tutarlı görünmektedir. Ancak Batı Toroslar (2159 m) ile karşılaştırıldığında pELA seviyelerinin oldukça yüksek olduğu dikkat çekicidir. Bu durum genel itibari ile buzulların beslenme dengesi ile yakından ilişkilidir. Çalışma sahası ve Doğu Anadolu Bölgesi yüksek rakım ve kuvvetli karasallık etkisi nedeniyle özellikle yaz erime dönemlerinde yüksek güneş radyasyonu ve konvektif yağışlarla buzulların ve/veya buzula dönüşecek olan kar birikintilerinin süblimleşme ve yağışlarla önemli oranda erimesine sebebiyet vermektedir. Sıcaklıkların düşük olması yüksek güneş radyasyonu ile süblimleşme olayında engel teşkil etmemektedir. Bunun yanında kış dönemlerinde yani buzulları beseleyecek olan karların birikme döneminde Batı Toroslar kadar yüksek miktarlarda yağış alamaması da bunda önemli bir etkindir.

Akdeniz Havzası ve Anadolu'da yer alan bazı dağlar üzerinde yer alan buzulların maksimum yayılım alanlarının LGM öncesi döneme ait olduğu bildirilmiş olmasına rağmen (Yeşilyurt vd., 2018; Seven, 2024) belirtilen bölgelerde buzullaşmaların en geniş sınırlara ulaştığı dönem LGM dönemi (yaklaşık 19-23 bin yıl önce) olarak tespit edilmiştir (Akçar vd., 2007; Akçar vd., 2008; Sarıkaya vd., 2009; Zahno vd.,

2009; Zahno vd., 2010; Dede vd., 2017; Köse vd., 2019; Dede, 2023; Bayrakdar vd., 2024). Bu perspektifte Köse Dağı'nda yer alan paleobuzul ile ilgili tarihlendirme tespiti olmamasına rağmen çalışma sahamızdaki buzulun LGM dönemine ait olduğu ve bu dönemde maksimum sınırlara ulaştığı ifade edilebilir. Ancak tespit edilen cephe morenlerinin üzerinde yer alan kaya buzulları bu maksimum sınırlara eriştikten sonra gerilemeye başlayan buzulların gerisinde bırakmış olabileceği buzul parçaları ve/veya kalıntılarının ifade edilen kaya buzullarını beslediği veya yönlendirdiği düşünebilir.

Moren deposu ve Köse Dağı'nın batı ve kuzey yamaçları boyunca yer alan kaya buzulları ise bölgedeki buzul jeomorfolojisini oldukça karmaşık hale getirmiştir. Bunların oluşum tarihlerini bilemememize rağmen LGM döneminden itibaren günümüze yakın dönemlerde buzullaşma koşullarının ortadan kalkması ile periglasyal koşulların hâkim olmasına paralel geliştiği düşünülmektedir. Bu kaya buzulu yapıları, tespit edilen cephe moreninin gerisinde, sirk alanına doğru aktif olarak gelişimini sürdürdüğünden, taban morenleri ve yanallı moren oluşumuna dair belirgin depoların tespiti mümkün olmamıştır. Bu yapılar Köse Dağı'nın volkanik yapısından kaynaklı olarak özellikle zirve bölümünden dağın eteğine kadar olan sel yarıntılarından kaynağını alan yamaç molozları ile desteklenmektedir. Muhtemelen bu yamaç molozları geniş bir alana yayılmış olan kaya buzullarını besleyen veya ona kaynaklık eden yapılar olarak da düşünülebilir. Günümüzde Köse Dağı'nın üst bölümlerinin görünümünde periglasyal şekillerden kaya buzullarının varlığı baskın durumdadır ve 2650 metre'nin üst bölümlerde yaygın olarak göze çarpmaktadır. Köse sirkinin taban seviyesinde bir kaya buzulu yapısı daha dikkat çekmektedir. Bu durum özellikle sirk duvarlarından konjelifraksiyon süreçleri ile beraber sirk tabanında birikmesi sonucunda gelişim göstermiştir. Bu açıdan uygun şartların sağlandığı kesimlerde sirk yapılarının buzul çekildikten sonra kaya buzulları için uygun hale geldiği belirtilmelidir (Dede vd., 2015). Köse Dağı'nda belirtilen kaya buzullarının belirgin enine ve boyuna olan lob yapıları belirgin bir şekilde görülebilmektedir (şekil 6).

Köse Dağı'nda yer alan paleobuzul çevresindeki dağlarla ile karşılaştırıldığında nispeten küçük ölçekli bir sirk buzulu niteliği taşımaktadır. 0.65 km² 'lik alansal büyüklüğu ve 0.0182 km³ lük hacim değerı ile lokal ve morfolojik olarak uygun bir kesimde gelişmiş münferit bir buzul niteliği göstermektedir. Bir koni yapısı gösteren Köse Dağı, volkanik malzemenin mekanik olarak parçalanması ve yüksek termal amplitüdün yarattığı donma çözünme süreçleri ile aşınmış ve/veya yarılmış olan kesimde uygun bakı koşulları çerçevesinde gelişim göstermiştir. Köse Dağı'nın volkanik koni biçimli yapısı, özellikle güney ve güney ara yönlü yamaçlarında eğimin oldukça yüksek olmasına buna bağlı olarak da yüksek güneş radyasyon açısı, orta-yüksek atmosfer seviyelerinde kuvvetli rüzgarlar ile kuvvetli kar süpürülmesi ve son olarak da yağan karların tutunabilmesi açısından oldukça uygunsuz şartlar yaratmıştır. Bu durum LGM döneminde bu kesimlerde buzullaşma koşullarının oluşumuna engel olduğu ifade edilebilir. Buna karşılık kuzey ve kuzeybatı yönlü gelişmiş olan sirk ise uygun bir topoğrafik bir oluk veya kanal ile daha düşük güneş radyasyonu ile karın tutunması ve buzulun gelişimi için daha uygun şartlar göstermiştir. Bu kesime yerleşen buzul ise kalınlığını arttırarak volkanik malzemeyi daha hızlı aşındırmış ve bugün karşımıza çıkan sirk'i oluşturmuş olmalıdır.

Akdeniz Havzası ve Anadolu Yarımadası'nda yapılan paleoiklimsel (Speoleotem ve buzul temelli rekonstrüksiyonlar) çalışmalarda LGM döneminde bölgeden bölgeye değişmekle beraber sıcaklıkların günümüzden 5-12 °C aralığında düşük olduğu belirtilmiştir (Hayes vd.,2005; Sarıkaya vd., 2008; Sarıkaya, 2009; Sarıkaya vd., 2011; Çılđın, 2015; Ünal-İmer vd., 2015; Sarıkaya, 2009; Yeşilyurt vd., 2018; Bayrakdar vd., 2020; Keserci vd., 2023; Çılđın vd., 2024).Bu bağlamda Köse Dağı'nda buzul modellemesi neticesinde elde edilen buzul dem'i üzerinden paleosıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları için 5-12 °C arasındaki tüm sıcaklık değerleri için paleosıcaklık ve yağış hesaplamaları gerçekteştirilmiştir. Yapılan hesaplamalar neticesinde Akdeniz Havzası'nın orta ve batı bölümleri dışarıda bırakıldığında ve Anadolu için yapılan hesaplamalar dikkate alındığında (8-11 °C) Köse Dağı'nda yağışların

%19 ($\pm 68\%$)-112($\pm 68\%$) artması gerektiği tespit edilmiştir. 8 °C'lık sıcaklık azalışı Köse Dağı'nda %112 ve hata payını da hesaba dahil edersek minimum %50 artış olması gerekliliğini göstermektedir.

Sıcaklıkların günümüzden 11 °C' den daha fazla düşürölmesi durumunda ise yağışlarda yaklaşık %9 oranında azalma kendini göstermektedir (Tablo 3). Elde edilen veriler karşılaştırma yapmak için Chelsa küresel veri seti ile karşılaştırma yapılmıştır. Chelsa veri setine göre günümüz yaz erime dönemi sıcaklıkları 14.2 °C LGM dönemi yaz erime dönemi ortalama sıcaklığı ise 7 °C olarak tespit edilmiştir (Şekil 10a, b, c, d). Benzer şekilde Chelsa veri setine göre günümüz ortalama yağış miktarı 980 mm, LGM dönemi yağış miktarı ise 1350 mm'dir (Şekil 10b, d). Chelsa tarafından sunulan LGM iklim verileri, genel sirkülasyon modelleri (GCM'ler) ve paleoiklim yeniden analiz verileri temel alınarak geliştirilen ve ölçek küçölme yöntemini kullananan bu modele göre yağışlardaki artış %38 düzeyindedir. Bu bağlamda her iki hesaplama veya rekonstrüksiyon yöntemi Köse Dağı'nda sıcaklıkların günümüzden yüksek olasılıkla 7-9 °C arasında daha düşük olduğu ve yağışların ise günümüzden hata paylarını da dahil ederek %38-79 ile oranında artmış olması gerektiğini ifade etmektedir. Özellikle sıcaklık ve yağış gibi parametreler, paleobuzulların morfometrisi, bunun üzerinden gerçekleştirilen rekonstrüksiyonlar gibi proxy niteliği taşıyan verilerle, küresel veri setlerinin karşılaştırılması ve kalibre edilmesi, bilimsel anlamda gerçekliğe yaklaşmak açısından oldukça önemlidir.

Bu çalışma, Doğu Anadolu'nun buzul jeomorfolojisi ve paleoiklim dinamiklerine dair bilinmeyen bir kesim olarak önemli bir boşluğu doldurmaktadır. Bulgular ve karşılaştırmalar, Alp-Himalaya kuşağındaki yer alan Anadolu coğrafyasındaki buzul-iklim etkileşimlerinin karmaşıklılığını vurgularken, Doğu Akdeniz Havzası ve Anadolu Yarımadası'nın paleoiklim arşivlerinin zenginliğini de ortaya koymaktadır. Özellikle, Köse Dağı'ndaki buzul morfometrisi ve pELA değerleri, küresel iklim modellerinin iyileştirilmesine ve en önemlisi lokal ve bölgesel olarak daha iyi yorumlanabilmesine katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

5. SONUÇ

Bu çalışma, Anadolu'nun doğusunda Aras Dağları üzerinde yer alan volkanik bir kütle olan Köse Dağı'nda Geç Kuvaterner dönemine ait buzullaşma süreçlerine dair ilk jeomorfolojik ve paleoiklimsel verileri ortaya koyarak bölgenin buzul tarihine önemli katkılar sağlamaktadır. Yapılan analizler, Köse Dağı'nın zirve kesiminin kuzeybatısında 2035 m uzunluğunda bir sirk buzulunun varlığını ve bu buzulun terminal morenlerinin 2620 m'ye kadar indiğini göstermiştir. Palaeolce modeli kullanılarak gerçekleştirilen buzul rekonstrüksiyonu sonucu buzulun 0.65 km²'lik bir alan kapladığına, ortalama 28 m ve maksimum 79 m kalınlığa sahip olduğu tespit edilmiştir. Buzulun toplam hacmi 0.0182 km³ (18,200,000 m³) olarak hesaplanmış olup, bu değerler Köse Dağı'nın küçük ölçekli ancak belirgin bir buzullaşma geçmişine sahip olduğunu ortaya koymaktadır.

pELA hesaplamalarında, AABR 1.56 oranı temel alındığında pELA değeri 2760 m olarak belirlenmiş olup bu değer, Kuzey Anadolu Dağları'ndaki Kaçkar ve yakın coğrafyadaki diğer dağlar ile de yüksek oranda benzerlik göstermektedir. Ancak Batı Toroslar'daki daha düşük pELA seviyelerinden farklılaşmaktadır. Bu farklılık, Köse Dağı'nın yüksek karasallık, morfoklimatik koşullar ve yoğun güneş radyasyonu gibi lokal iklim koşullarından kaynaklanmaktadır.

Paleosıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları, buzulların maksimum genişleme döneminde (LGM) sıcaklıkların günümüze göre 7-9°C daha düşük ve yağışların hata payı dikkate alınarak %38-79 oranında daha fazla olması gerektiğini işaret etmektedir. Chelsa veri seti ile yapılan karşılaştırmalar, LGM'de 7.2°C'lık sıcaklık düşüşü ve %37.7'lik yağış artışı öngörmüş, bu da paleosıcaklık ve yağış rekonstrüksiyonları büyük oranda örtüşmüştür. Ancak, Chelsa'nın küresel ölçekteki verilerinin mikro iklimik faktörleri tam olarak yansıtmadığı, bu nedenle bölgesel farklılıkların dikkate alınması gerektiği anlaşılmıştır.

Köse Dağı'ndaki kaya buzulları ve moren depoları, buzul sonrası dönemde periglasyal süreçlerin etkin olduğunu göstermektedir. Özellikle sirk tabanında gelişen kaya buzulları, konjelifraksiyon (donma-çözölme) ve yamaç

molozu birikimiyle şekillenmiş olup bu durum, bölgedeki buzul-paraglasial geçiş süreçlerinin karmaşıklığını vurgulamaktadır.

Çalışmanın en önemli sınırlılığı, moren depoları ve kaya buzulları üzerinde doğrudan tarihlendirme verilerinin bulunmamasıdır. Gelecek çalışmalarda kozmojenik izotop analizleri (örneğin ³⁶Cl veya ¹⁰Be) ile morenlerden alınacak numunelerin tarihlendirilmesi, bölgedeki buzullaşma kronolojisinin netleştirilmesine katkı sağlayacaktır. Ayrıca, yüksek çözünürlüklü iklim modelleri ve paleoiklim proxy verilerinin entegrasyonu, Anadolu'nun buzul-iklim etkileşimlerinin daha net bir şekilde anlaşılmasını mümkün kılacaktır.

Sonuç olarak, bu araştırma Anadolu'nun buzullaşma dinamiklerini ve paleoiklimsel koşullarını aydınlatılması için önemli bir çalışma olup, aynı zamanda Doğu Akdeniz Havzası ve yakın coğrafyalardaki buzullaşma koşulları çerçevesinde karşılaştırmalar yapılması için nicel veri ortaya koymuştur. Elde edilen veriler, Türkiye'nin buzul temelli paleoiklim arşivlerini zenginleştirerek Doğu Akdeniz Havzası'nın iklim tarihine dair yeni bir bulgu sunmaktadır.

KATKI BELİRTME VE TEşEKKÜR

Bu çalışmayı, 122Y360 proje numarasıyla destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'na teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- 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>
- 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., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Reber R., Bayrakdar, C., Kubik, P.W., Zahno, C., Schlüchter, C. (2017). Synchronous last glacial

maximum across the anatolian Peninsula. *Geol Soc*, 433(1):251–269. <https://doi.org/10.1144/SP433.7>

- Ardel, A., Kurter, A. ve Dönmez, Y. (1969). *Klimatoloji Tatbikatları*. İstanbul Üniversitesi Ede. Fak. Coğ. Enst. Yayınları, İstanbul
- Arkel, N.A. (1973). Die gegenwärtige Vergletscherung des Ararat. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9(1–2), 89-103.
- Atalay, İ. (1983). Mescit Dağı'nın glasiyal morfolojisi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 2, 129-138. <https://dergipark.org.tr/en/download/articlefile/56927>.
- Aydınözü, D. (2008). Yükseldikçe Bölgelerimize Göre Her 100 m.deki Yağış Artışı Üzerine Bir Deneme. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 17:172–84. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/3161>
- Aykut, T. (2021). Determination of groundwater potential zones using Geographical Information Systems (GIS) and Analytic Hierarchy Process (AHP) between Edirne-Kalkansogut (northwestern Turkey). *Groundw. Sustain. Dev.*, 12, 100545. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100545>
- Azzoni, R. S., Zerboni, A., Pelfini, M., Garzonio, C. A., Cioni, R., Meraldi, E., Smiraglia, C., Diolaiuti, G. A. (2017). Geomorphology of Mount Ararat/Ağrı Dağı (Ağrı Dağı Milli Parkı, Eastern Anatolia, Turkey). *Journal of Maps*, 13 (2), 182-190. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.127908>.
- Azzoni, R. S., Fugazza, D., Garzonio, C. A., Nicoll, K., Diolaiuti, G. A., Pelfini, M., & Zerboni, A. (2019). Geomorphological effects of the 1840 Ahora Gorge catastrophe on Mount Ararat (Eastern Turkey). *Geomorphology*, 332, 10-21.
- Ballantyne, C. (2007). Loch lomond stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, north-west Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quatern Sci Rev*, 26:3134–3149. <https://DOI:10.1016/j.quascirev.2007.09.001>.
- Bayrakdar, C., Çılđın, Z., Döker, M.F., Canpolat, E. (2015). Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey. *Turk J Earth Sci*, 24:56–71. <https://doi.org/10.3906/yer-1403-7>
- Bayrakdar, C., Çılđın, Z., Sarış, F. (2017). Pleistocene Glaciations in Karadağ, Western Taurus Mountains, Turkey. *Geol Bull Turk*, 60:451–470. <https://doi.10.1016/j.geomorph.2024.109467>

- Bayrakdar, C. (2018). Tekeli Dağı'nda (Tokat) Geç Pleyistosen buzullaşmalarının izleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (1), 13-25. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jader/issue/43138/523016>
- Bayrakdar, C., ılğın, Z., Keserci, F. (2020). Traces of late quaternary glaciations and palaeoclimatic interpretation of Akdağ (Alanya, 2451 m), Southwest Turkey. *Medit. Geosci. Rev.* 2, 135–151. <https://doi.org/10.1007/s42990-020-00026-5>
- Bayrakdar, C. (2023). Kuşak Dağı'nda (Batı Toroslar) Kuvaterner buzullaşmaları ve eski buzulların morfometrisi (p. 70). Istanbul University Press.
- Bayrakdar, C., ılğın, Z., Sarış, F., Yeşilyurt, S., Keserci, F., Büyükdenez, Y., Akçar, N. (2024). Late pleistocene glacial history of Mount Karadağ, SW Türkiye. *Geomorphology*, 467, 109467. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109467>
- Benn, D., Ballantyne, C. (2005). Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills. *J Quat Sci.*, 20:577–592. <https://doi.org/10.1002/jqs.92>
- Benn, D., Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quatern Int.*, 66:15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Bilgin, T. (1969). Gavur Dağı Kütlesinde Glasiyal ve Periglasiyal Topoğrafya Şekilleri. İstanbul Üniversitesi Yayınları, 1494, İstanbul.
- Birman, J.H. (1968). Glacial reconnaissance in Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1009-1026. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1968\)79\[1009:GRIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1968)79[1009:GRIT]2.0.CO;2)
- Blumenthal, M.M. (1956). Die Vergletscherung des Ararat (Nordöstliche Türkei). *Geographica Helvetica*, 11(4), 263-264.
- Blumenthal, M.M. (1958). Vom Ağrı Dağ (Ararat) zum Kaçkar Dağ Bergfahrten innordostanatolischen Glenzlanden. *Die Alpen*, 34, 125-137.
- Canpolat, E. (2022). Bozburun Dağı (Antalya) buzullaşma alanlarının jeomorfolojik açıdan değerlendirilmesi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 9, 1-18. <https://doi.org/10.46453/jader.1098786>
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Moller, M., Nicholson, L., Zemp, M., (2012). *Polar Rec.*, 48 (4), e15 <https://doi.org/10.1017/S0032247411000805>
- ılğın, Z. (2015). Dedegöl Dağı Kuvaterner buzullaşmaları. *Türk Coğrafya Dergisi* 64:19–37. <https://doi.org/10.17211/tcd.55740>
- ılğın, Z. (2020). 3D surface modeling of Late Pleistocene Glaciers in the Munzur Mountains (Eastern Turkey) and its palaeoclimatic implications. *Turk. J. Earth Sci.*, 29 (5), 714–732. <https://doi.org/10.3906/yer-1905-18>
- ılğın, Z., Bayrakdar, C. (2017). Kızıldağ'da (Sivas) buzullaşma izleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 69, 101-107. <https://doi.org/10.17211/tcd.338314>
- ılğın, Z., Bayrakdar, C., Keserci, F., Canpolat, E., 2023. Kovacık, Emerdin ve Dumanlı Dağları'nda (Batı Toroslar) Geç Pleyistosen Buzullaşmaları. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 2023 (11),137-159. <https://doi.org/10.46453/jader.1348290>
- ılğın, Z., Evans, I. S., Keserci, F., Canpolat, E., & Bayrakdar, C. (2024). Morphometric characteristics of glacial cirques and former glaciers in the Geyik Mountains, Western Taurus, Türkiye. *Geomorphology*, 467, 109474. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109474>
- Çiçek, İ., Ataoğlu, M. (2009). Türkiye 'nin Su Potansiyelinin Belirlenmesinde Yeni Bir Yaklaşım. *Coğrafya Bilimler Dergisi*, 7 (1), 51–64. https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000094
- 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.
- 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. (2023). Karçal Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve 36Cl Kozmojenik Jeokronolojisi, Kriter Yayınları.
- 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>
- Dede, V., Çiçek, İ., Uncu, L. (2015). Karçal Dağlarında kaya buzulu oluşumları. *Yerbilimleri*, 36(2),61-80. <https://doi.org/10.17824/yrb.90910>

- Doğu, A. (1993). Sandıras dağındaki buzul şekilleri. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 2, 263–274
- Doğu, A., Çiçek, İ., Gürgen, G., Tunçel, H. (1999). Akdağ'ın jeomorfolojisi ve bunun beşeri faaliyetler üzerindeki etkisi (Fethiye-Muğla). Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 7, 95–120.
- 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., Çiçek, İ., Gürgen, G., Tunçel, H. (1996). Üçdoruk (Verçenik) Dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 5, 29-51. http://tucaum.ankara.edu.tr/wpcontent/uploads/sites/280/2015/08/tucaum5_2.pdf
- Doğu, A. F., Gürgen, G., Tunçel, H., Çiçek, İ. (1997). Bulut-Altıparmak dağlarında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 6, 63-91. http://tucaum.ankara.edu.tr/wpcontent/uploads/sites/280/2015/08/tucaum6_5.pdf
- Donmez, Y. (1990). Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları. İ.Ü. Basımevi ve Film Merkezi
- Ercan, T., Keskin, İ., Dönmez, M. (1993). Eleşkirt (Ağrı) Yöresindeki Tersiyer Yaşlı Volkanizmanın Jeokimyasal Özellikleri ve Bölgesel Yayılımı. Jeoloji Mühendisliği, s.42, 74-88.
- Erdoğan, Ö., Çabuk, A., Memlük, Y., Perçin, H. (2015). Ekolojik Alan Kullanım Kararlarına Uygun Tarım Alanlarının Ahp Yöntemi Kullanılarak Kütahya Kenti Örneğinde İrdelenmesi. Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi, 7 (2), 1–16. <https://doi.org/10.15659/hartek.15.06.63>
- Erinç, S. (1949). Past and present glacial forms in Northeast Anatolian mountains. Geologische Rundschau, 37, 75-83.
- Erinç, S. (2001). Jeomorfoloji II (Güncelleştirilmiş 3. Basım). Der Yayınları.
- Erturac, M. K., & Kiyak, N. G. (2017). Investigating the fluvial response to Late Pleistocene climate changes and vertical deformation: Yesilirmak Terrace Staircases (central north Anatolia). Türkiye Jeoloji Bulteni-Geological Bulletin Of Turkey, 60(4), 615-636. <http://DOI:10.25288/tjb.370625>
- Girgin, M. (1991). Eleşkirt Ovası ve Çevresinin Fiziki Coğrafyası, (Tez No:12920) [Doktora Tezi, Atatürk Üniversitesi]. Yök Tez Merkezi.
- Gonzalez-Trueba, J.J.G., Canadas, E.S. (2008). La valoracion del patrimonio geomorfolojico ´ en espacios naturales protegidos, Su aplicacion ´ al Parque Nacional de Picos de Europa. Bol. Asoc. Geogr. Espanoles, 47 (47) <https://bage.age-geografia.es/ojs/index.php/bage/article/view/2035>
- Gürgen, G. (2009). Altıparmak Dağları kuzeydoğusunun glasyal morfolojisi. Gazi Üniversitesi Gazi Eğitim Fakóltesi Dergisi, 29(2), 311-331.
- Gürgen, G. (2015). Tatos gedığı buzulu (Rize). Coğrafi Bilimler Dergisi, 13 (2), 161-172. DOI: [10.1501/Cogbil_0000000169](https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000169).
- Gürgen, G. ve Yeşilyurt, S. (2012). Karçal Dağı buzulları (Artvin). Coğrafi Bilimler Dergisi, 10 (1), 91-104. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/aucbd/issue/4446/9/551196>
- Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Sbaffi, L., Rohling, E.J. (2005). Glacial Mediterranean Sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. Quat. Sci. Rev., 24 (7–9), 999–1016. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.018>
- Hepbilgin, B. ve Koç, T. (2018). Bölgesel Sıcaklık ve Yağış Verilerine Göre Kazdağı ve Yakın Çevresinin İkliminde Öngörülen Değişiklikler (2000-2099). Marmara Coğrafya Dergisi, 37, 253–70.
- Imhof, B. (1956). Der Ararat. Die Alpen, 32(1), 1–14.
- IRAP. (2021). İl Afet Risk Azaltma Planı Ağrı. https://agri.afad.gov.tr/kurumlar/agri.afad/IRAP_AGRI.pdf
- James, W.H.M. ve Carrivick, J.L. (2016). Automated modelling of spatially-distributed glacier ice thickness and volume. Computers & Geosciences, 92, 90–103. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.04.007>.
- Karakhianian, A., Djrashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, 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(1-2), 319-344. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00264-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00264-5).
- Kern, Z. ve László, P. (2010). Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small

- palaeoglaciars. *Quaternary Science Reviews*, 29(19-20), 2781–2787. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.033>.
- Keserci, F., Bayrakdar, C., Çılğın, Z., Evans, I.S. (2023a). Modeling the form, distribution and paleoclimatic implications of former glaciers in the Teke Peninsula (Eastern Mediterranean, Turkey). *Geomorphology*, 431 108683. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108683>
- Keserci, F. (2023b). Batı Toroslar'daki Kuvaterner buzullaşmalarının gelişimi ve seyri üzerinde yerel topoğrafya ile iklim özelliklerinin rolü, (Tez No: 836152) [Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi]. Yüksek Tez Merkezi.
- Keserci, F., Güngör, G., Bozdoğan, M., Canpolat, E., Çılğın, Z., & Bayrakdar, C. (2023c). Geyik Dağı Güncel Buzulları ve Morfometrik Özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, (84), 199-217. <https://doi.org/10.17211/tcd.1395806>
- Kesici, O. (2005). Küresel ısınma çerçevesinde Süphan ve Cilo dağlarında buzul morfolojisi araştırmaları. TÜBİTAK proje raporu, No: 101Y131.
- Kesici, Ö. (2022). Süphan Dağı'nın buzul morfolojisi. *Çukurova Araştırmaları*, 8 (2), 232-255. <http://dx.doi.org/10.29228/cukar.62036>
- Klear, W. (1965). Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des VanSee (Ostanatolien). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 346-355.
- Köse, O., Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Candaş, A. (2019). Late quaternary glaciations and cosmogenic ³⁶Cl geochronology of Mount Dedegöl, south-west Turkey. *J Quat Sci.*, 34(1), 51–63. <https://doi.org/10.1002/jqs.3080>
- Krenek, L. (1932). Gletscher im pontischen Gebirge (Lazistan). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 20, 129–131.
- Kurter, A. (1991). Glaciers of Middle East and Africa-glaciers of Turkey. In: Williams RS, Ferrigno JG (eds) *Satellite Image Atlas of the World*. USGS Professional Paper, Denver, USA, United States Geological Survey, 1386–G–1, 1–30.
- Kurter, A. ve Sungur, K. (1980). Present glaciation in Turkey. In *World Glacier Inventory Workshop: Proceedings of the Workshop at Riederalp, Switzerland September 1978*. IAHS-AISH Publication (No. 126).
- Li, Y. (2023). Palaeolce: An automated method to reconstruct palaeoglaciars using geomorphic evidence and digital elevation models. *Geomorphology*, 421, 108523. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108523>
- Nye, J.F. (1952). A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets. *Nature*, 169, 529–530.
- Oğuz, K., ve Akın, B.S. (2019). Doğu Akdeniz Havzasında sıcaklık, yağış ve aerosol değişiminin incelenmesi. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 7(2), 244-253. <https://doi.org/10.21923/jesd.464737>
- Ohmura, A., Boettcher, M. (2018). Climate on the equilibrium line altitudes of glaciers: theoretical background behind Ahlmann's P/T diagram. *J. Glaciol.*, 64 (245), 489–505. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.41>
- 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>
- Onur, A. (1962). Türkiye'de Daîmi Kar Sınırı Hakkında. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi*, 20, 1-2, 120-157.
- Özel, H. B., Kirdar, E., Demirci, A. ve Görmez, Y. (2012). Bazı Yetiştirme Ortamı Koşulları ile Kızılcım (Pinus brutia Ten.) Fidanlarının Büyüme Performansı Arasındaki İlişkiler. *KSÜ Doğa Bilimleri Dergisi*, 26–28.
- Özlü, T., Gündüz, S., Çağlak, S. (2017). Tuzla Gölü Havzası'nın (Kayseri) Uygulamalı Jeomorfolojisi. *Studies Of The Ottoman Domain*, 17 (12), 255–66. <https://doi.org/10.19039/sotod.2017.60>
- Öztürk, M. Z., Şimsek, M., Utlu, M. (2021). Anadolu'nun sirk gölleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 78, 49-60. <https://doi.org/10.17211/tcd.998089>
- Öztürk, M.Z., Çetinkaya, G., Aydın, S. (2017). Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre Türkiye'nin iklim tipleri. *Coğrafya Dergisi*, 35, 17–27. <https://doi.org/10.26650/JGEOG295515>
- Öztürk, Y. ve Zorer, H. (2025). Aras Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi: Yeni Bir Buzullaşma Alanı Zor Dağı'ndan Jeomorfik Bulgular (Doğu Anadolu, Iğdır - Ağrı). *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (14), 1-30. <https://doi.org/10.46453/jader.1572885>
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Comput Geosci.*, 82, 55–62. <https://DOI:10.1016/j.cageo.2015.05.005>

- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Oche, S., Frew, C.R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of paleoglaciers. *Comput Geosci.*, 94, 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Planhoi, X. ve Bilgin, T. (1964). Glaciaire et periglaciaire quaternaires et actuels dans le massif du Karagöl (chaines pontiques),Turquie. *Revue de Geographic Alpine*, 497-512.
- Porter, S. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quatern Sci Rev.*, 20, 1067–1091
- Rea, B. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quat Sci Rev.*, 28, 237–248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Rickmer-Rickmers, W. (1900). Der Kartsch-Chal in Transkaukasien, *Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins*, 31, 156-178.
- Rickmer-Rickmers, W. (1934). Lazistan and Acaristan, *The Geographical Journal*, 84(6), 465-478.
- Sarıkaya, M. ve Çiner, A. (2015). Late Pleistocene Glaciations and Paleoclimate of Turkey. *Bull Min Res Explor.*, 151, 107–127. <https://doi.org/10.19111/bmre.35245>
- Sarıkaya, M., 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. *Quat Sci Rev.*, 27, 769–780. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.002>
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Zreda, M. (2011). Quaternary glaciations of Turkey. In: Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD (eds) *Quaternary glaciation extent and chronology; a closer look, developments in quaternary science*, vol 15. Elsevier Publications, Amsterdam, pp 393–403. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00030-115>
- Sarıkaya, M. A. (2012). Recession of the ice cap on Mount Ağrı (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., Ciner, A. (2017). Late Quaternary glaciations in the eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 433(1), 289-305. <https://doi.org/10.1144/SP433.4>
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A. (2009). Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl 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. (2009). Late Quaternary glaciation and paleoclimate of Turkey inferred from cosmogenic ³⁶Cl dating of moraines and glacier modeling. [Ph.D. Thesis, The University of Arizona].
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A. (2019). Ice in paradise: glacial heritage landscapes of Anatolia. In: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N., (Eds.) *Landscapes and Landforms of Turkey*, pp. 397–411. *World Geomorphological Landscapes*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0_20.
- Seven, M. (2024). Esence Dağları'nın (Erzincan) Buzul Jeomorfolojisi ve Jeokronolojisi (Tez No: 886610) [Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi]. Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Şengün, M.T. ve Kıranşan, K. (2016). Bulanık-Malazgirt (Muş) Havzası'nın İklim Özellikleri. *Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 6 (12), 21–50. <https://doi.org/10.29029/busbed.328635>
- Şimşek, M., Öztürk, M.Z., Yeşilyurt S., Utlu, M. (2023). Morphometric characteristics and paleogeographic implication of glacial cirques in Eastern Black Sea Mountains (Türkiye). *Geomorphology*, 441. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108889>
- MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü). (2023). Ağrı İli, I49a1,I49a2,I49a4 ve I49a5 paftaları 1/25.000 Ölçekli Jeoloji Haritası. MTA Yayınları, Ankara, Türkiye.Tonbul, S. (1997). Bingöl Dağı'nda buzul şekilleri. *Türkiye Coğrafyası Dergisi*, 6, 347-373. https://tucaum.ankara.edu.tr/wpcontent/uploads/sites/280/2015/08/tucaum6_17.pdf
- Türkecan, A. Dönmez, M., Özgür, B., Mutlu, G., Sevin, D. ve Bulut, V. (1992). Patnos-Tutak-Halnur (Ağn) yöresinin jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi: MTA Rap. No: (yayınlanmamış).
- Ünal-İmer, E., Shulmeister, J., Zhao, J., Tonguç, U., Feng, Y., Duc-Nguyen, A., Yüce, G. (2015). An 80 Kyr-long continuous speleothem record from Dim Cave, Sw Turkey with paleoclimatic implications For The Eastern Mediterranean. *Sci Rep.*, 5,1. <https://doi.org/10.1038/srep13560>
- 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.
- 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>
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P., Schlüchter, C. (2009). Surface exposure dating of Late Pleistocene glaciations at the Dedegöl Mountains (Lake Beyşehir, SW Turkey). J Quat Sci., 24(8), 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>
- Url 1:**
<https://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>.(Erişim Tarihi: 12.12.2024).

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

CBS VE UZAKTAN ALGILAMA TEKNİKLERİ İLE ICONA MODELİ KULLANILARAK KATRANCI ÇAYI HAVZASI'NDA (HAYMANA, ANKARA) TOPRAK EROZYONU DUYARLILIğININ DEğERLENDİRİLMESİ

Assessment of Soil Erosion Susceptibility in the Katrancı Stream Basin (Haymana, Ankara) Using the ICONA Model with GIS and Remote Sensing Techniques

Ebubekir KARAKOCA

Bilecik Şeyh Edebali Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Bilecik, Türkiye
 ebubekir.karakoca@bilecik.edu.tr <https://orcid.org/0000-0002-6454-2082>

Makale Tariğesi

Geliş 8 Mart 2025

Kabul 18 Mart 2025

Article History

Received 8 March 2025

Accepted 18 March 2025

Anahtar Kelimeler

ICONA Modeli, Toprak Erozyonu,
 Erozyon Duyarlılık Haritası,
 Haymana, Sakarya Nehri Havzası

Keywords

ICONA Model, Soil Erosion, Erosion
 Susceptibility Map, Haymana,
 Sakarya River Basin

Atıf Bilgisi / Citation Info

Karakoca, E. (2025) CBS ve Uzaktan
 Algılama Teknikleri ile Icona Modeli
 Kullanılarak Katrancı Çayı
 Havzası'nda (Haymana, Ankara)
 Toprak Erozyonu Duyarlılığının
 Değerlendirilmesi / Assessment of
 Soil Erosion Susceptibility in the
 Katrancı Stream Basin (Haymana,
 Ankara) Using the ICONA Model
 with GIS and Remote Sensing
 Techniques, Jeomorfolojik
 Araştırmalar Dergisi / Journal of
 Geomorphological Researches,
 2025 (14): 126-145.

doi: 10.46453/jader.1653839

ÖZET

Günümüzde, insan faaliyetlerinin artması ve yaygınlaşmasıyla birlikte toprak erozyonu, küresel ölçekte önemli bir tehdit haline gelmiştir. Bu çalışmanın amacı, ICONA modeli ile Coğrafı Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama teknikleri kullanılarak Türkiye'nin en büyük nehir sistemlerinden birisi olan Sakarya Nehri'nin yukarı çıkırındaki bir kolu olan Katrancı Çayı Havzası'nın erozyon duyarlılığının belirlenmesi ve değerlendirilmesidir. ICONA modelinde temel bileşenler eğim, litoloji, arazi kullanımı ve bitki örtüsüdür. Bu bileşenler arasında, eğim ve litoloji katmanlarının birleştirilmesiyle toprak aşınabilirlik verisi, arazi kullanımı ve arazi örtüsü entegrasyonu ile toprak koruma verisi oluşturulmuştur. Bu katmanların bir araya getirilmesiyle havzanın toprak erozyonu duyarlılık haritası hazırlanmıştır. Toprak erozyonu duyarlılık haritası, arazi çalışmaları ile desteklenmiştir.

ICONA modeli erozyon duyarlılık haritasının sonuçlarına göre, çalışma alanında orta düzeyde erozyon duyarlılığı, en geniş alanı kapsamakta olup, toplam havza yüzeyinin %40,39'unu oluşturmaktadır. Çok düşük ve düşük erozyon duyarlılığı sınıfına giren alanlar havzanın %27,54'ünü kapsamaktadır. Buna karşılık, eğimin yüksek olduğu ve toprak koruma kapasitesinin yetersiz kaldığı bölgelerde erozyon duyarlılığı belirgin şekilde artmaktadır. Havzanın yaklaşık %20,97'si yüksek, %11,1'i ise çok yüksek seviyede erozyon duyarlılık sınıfında yer almakta olup, bu alanlar çoğunlukla tarım arazilerinde yoğunlaşmaktadır.

Sonuç olarak, yanlış arazi kullanımı, uygunsuz tarım uygulamaları ve aşırı otlatma, havzanın erozyona karşı hassasiyetini önemli ölçüde artırmaktadır. Erozyona duyarlı alanlarda arazi kullanımının sürdürülebilir şekilde planlanması, eğimli arazilerde uygun tarım tekniklerinin benimsenmesi, mera alanlarında aşırı otlatmanın kontrol altına alınması ve toprak koruma stratejilerinin etkin bir şekilde uygulanması, toprak erozyonunun kontrol altına alınması ve önlenmesi açısından kritik öneme sahiptir.

ABSTRACT

Soil erosion has become a significant global threat with the increase and expansion of human activities. The aim of this study is to determine and assess the erosion susceptibility of the Katrancı Stream Basin, located in the upper catchment of the Sakarya River Basin, one of Türkiye's largest river basins, using the ICONA model combined with Geographic Information Systems (GIS) and Remote Sensing (RS) techniques. The key components of the ICONA model include slope, lithology, land use, and vegetation cover. Among these, the combination of the slope and lithology layers was used to generate the soil erodibility data, while the integration of land use and vegetation cover provided the soil protection data. By combining these datasets, a soil erosion susceptibility map for the basin was produced and subsequently validated through field observations.

According to the results of the ICONA model erosion susceptibility map, moderate erosion susceptibility covers the largest area within the study region, accounting for 40.39% of the total basin area. Areas classified under very low and low erosion susceptibility constitute 27.54% of the basin. In contrast, regions with steep slopes and insufficient soil protection capacity exhibit a

significant increase in erosion susceptibility. Approximately 20.97% of the basin falls within the high erosion susceptibility category, while 11.1% is classified as very high erosion susceptibility, with these areas predominantly concentrated in agricultural lands.

In conclusion, improper land use, unsustainable agricultural practices, and overgrazing significantly increase the basin's susceptibility to erosion. The sustainable planning of land use in erosion-prone areas, the adoption of appropriate agricultural techniques on sloping terrains, the regulation of overgrazing in pasturelands, and the implementation of effective soil conservation strategies are essential for the mitigation and prevention of soil erosion.

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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Soil erosion is a natural geological process that occurs when various factors, such as water and wind, erode the soil and transport it to another location (Ganasri & Ramesh, 2016; Gholami et al., 2021). This process is shaped by biophysical factors, including climatic conditions, lithological and geomorphological characteristics, vegetation cover, and the interactions among these elements (Ganasri & Ramesh, 2016). However, with the increasing prevalence of human activities, factors such as land-use changes, natural resource degradation, overgrazing, and excessive fertilization accelerate erosion processes. In particular, the conversion of forested areas into agricultural land leads to various environmental problems within watersheds (Tağıl, 2009; Dutal & Reis, 2020; Esmaeili Gholzom et al., 2020; İkiel et al., 2020; Esmaeili Gholzom et al., 2022; Alevkayalı & Abi, 2023). The estimation, assessment, and mapping of soil erosion losses are of great significance. To identify areas susceptible to soil erosion and predict erosion rates, various methods have been developed. Today, with advancements in technology, modeling techniques have become widely preferred for assessing erosion susceptibility. Erosion modeling encompasses mathematical and computer-based methods used to estimate soil loss and understand erosion processes. These models help evaluate the effects of natural and anthropogenic factors on soil erosion, determine erosion susceptibility, and develop sustainable land management strategies. Since soil erosion is a dynamic

process that exhibits spatial and temporal variability, these models serve as essential tools for predicting soil displacement and simulating different scenarios (Batista et al., 2019). In recent years, numerous models have been developed for erosion prediction and soil conservation planning (Table 1). Empirical-based erosion models include approaches such as USLE, RUSLE, and ICONA, while physically based models such as LISEM, WEPP, and EUROSEM have also been established (Cürebali & Ekinici, 2006; Bouaziz et al., 2011; Mutlu et al., 2021; Esmaeili Gholzom et al., 2022) (Table 1). Among these models, the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), updated by Renard et al. (1997), is one of the most widely used approaches due to its simple data requirements and broad applicability (Merritt et al., 2003; Bayramin et al., 2008).

This study aims to evaluate erosion susceptibility in the Katrancı Stream Basin, located in the southeastern part of the Haymana Basin, using the ICONA model. In this context, Geographic Information Systems (GIS) and Remote Sensing (RS) techniques were utilized to analyze factors influencing erosion and to generate an erosion susceptibility map. To assess the reliability of the results obtained from the ICONA model, fieldwork was conducted within the study area.

Material and Method

In line with the objectives of this study, topographic data, a geological map, and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Digital Elevation Model (DEM) with a 12,5 m

resolution obtained from the ALOS PALSAR platform were utilized. Land use and land cover data were derived from CORINE data (2018) and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data extracted from Landsat-8 imagery (2023). Precipitation data were obtained from the Turkish State Meteorological Service, while soil data were retrieved from the open-access platform SoilGrids. The datasets and sources used in this study are presented in Table 2. To assess soil erosion susceptibility in the study area, the GIS-based ICONA model was employed. As illustrated in Figure 2, the ICONA model consists of seven stages. First, soil erosion susceptibility data were generated using slope and geological data in ArcMap 10.7. Subsequently, land use and land cover data were integrated to produce soil protection data. Finally, the soil susceptibility and soil protection datasets were overlaid to generate the final soil erosion susceptibility map for the study area (Figure 2).

Findings

According to the soil erosion susceptibility map results for the study area, the moderate erosion susceptibility class constitutes the largest proportion of the basin, covering approximately 21,124 ha and accounting for 40.39% of the total area. On the other hand, about 27.54% of the basin falls within the very low and low erosion susceptibility classes, while the remaining portion (32.07%) is classified under high and very high erosion susceptibility categories (Table 10, Figure 5). Therefore, a significant portion of the basin area is classified within the moderate and high erosion susceptibility categories. The findings obtained from field studies confirm the erosion susceptibility map results. In particular, moderate to severe erosion activities have been observed in and around the settlements of Karahoca, Kızılkoyunlu, Yamak, İncirli, Demirözü, and İler. Agricultural activities conducted on steep and very steep slopes without any conservation measures significantly intensify erosion over time. Moreover, the low organic matter content of the basin's soils (0.88%–2.86%) limits soil porosity and cohesion, negatively affecting water infiltration. Reduced infiltration leads to an increase in surface runoff, which in turn

accelerates erosion. In the study area, where herbaceous species are predominant, the absence of natural barriers to counteract surface runoff generated by rainfall and snowmelt allows water to flow directly over the surface. This condition further intensifies erosion processes (Figure 7).

Conclusion

According to the results of the ICONA model soil erosion susceptibility map, the moderate erosion susceptibility class covers the largest area within the study region, accounting for 40.39% (21,124 ha) of the total basin surface. Areas classified under the very low and low erosion susceptibility classes constitute 27.54% of the basin. Conversely, erosion susceptibility increases significantly in regions with steep slopes and insufficient soil conservation capacity. Approximately 20.97% of the basin falls within the high erosion susceptibility class, while 11.1% is categorized as very high erosion susceptibility, with these areas predominantly concentrated in agricultural lands. Improper land use, unsuitable agricultural practices, and overgrazing significantly increase the basin's susceptibility to erosion. To mitigate soil erosion, it is crucial to ensure the sustainable planning of land use in erosion-prone areas, adopt appropriate agricultural techniques on sloped terrains, control overgrazing in pasturelands, and implement effective soil conservation strategies.

In conclusion, this study demonstrates that the erosion susceptibility map generated using the ICONA model, in combination with GIS and Remote Sensing techniques, provides a reliable assessment for the Katrancı Basin. The ICONA model can be considered a reliable, rapid, cost-effective, and time-efficient method for identifying potential erosion-prone areas and conducting soil erosion susceptibility assessments in the context of sustainable watershed management.

1. GİRİŞ

Toprak erozyonu, su ve rüzgâr gibi dış etkenlerin toprağı aşındırarak başka bir alana taşınmasıyla meydana gelen doğal bir jeolojik ve jeomorfolojik bir süreçtir (Ganasri & Ramesh, 2016; Gholami vd., 2021). Bu süreç, iklim koşulları, litolojik ve jeomorfolojik özellikler (eğim, yükseklik, bakı), toprak ile bitki örtüsü gibi biyofiziksel unsurlar tarafından şekillendirilmektedir (Ganasri & Ramesh, 2016). Ancak günümüzde, insan faaliyetlerinin artmasıyla birlikte arazi kullanımındaki değişiklikler, doğal kaynakların tahribi, aşırı otlatma, yoğun gübreleme ve orman alanlarının tarıma açılması gibi faktörler erozyon süreçlerini hızlandırarak çeşitli çevresel sorunlara neden olmaktadır (Tağıl, 2009; Sunkar & Avcı, 2015; Dutal & Reis, 2020; Esmaeil Gholzom vd., 2020; İkiel vd., 2020; Esmaeil Gholzom vd., 2022; Alevkayalı & Abi, 2023). Toprak erozyonu, özellikle tarımsal üretim, hidrolojik sistemler ve su kalitesi üzerindeki olumsuz etkileri nedeniyle ciddi bir çevresel sorun olarak değerlendirilmektedir (Lal, 2001; Alizadeh vd., 2022; Yıldız & Kahveci, 2024). Hızlı toprak kaybına yol açarak doğal ekosistemleri tahrip eden bu süreç, uzun vadede doğal kaynakların sürdürülebilir kullanımını ve tarım arazilerinin verimliliğini olumsuz etkilemektedir. Ayrıca, insan kaynaklı müdahaleler biyolojik dengenin bozulmasına neden olarak ekosistemlerin işleyişini tehdit etmektedir (Esmaeil Gholzom vd., 2022). Küresel ölçekte, kişi başına düşen tarım arazisi miktarı giderek azalmakta ve bu süreçte toprak erozyonu önemli bir faktör olarak öne çıkmaktadır (Boardman, 2006). Dünya genelinde her yıl yaklaşık 6 milyon hektar (ha) tarım arazisi erozyona uğramakta ve insan kaynaklı toprak bozulmasının toplamda yaklaşık 2 milyar hektarlık bir alanı etkilediğı tahmin edilmektedir (Lal, 2001; Ganasri & Ramesh, 2016; Erpul vd., 2020). Türkiye’de ise yıllık ortalama 642 milyon ton toprağın erozyon nedeniyle taşındığı belirtilmektedir (Erpul vd., 2020). Arazi kullanımı açısından değerlendirildiğinde, erozyona maruz kalan alanların %39’unun tarım, %4’ünün orman ve %54’ünün mera alanlarından oluştuğı belirlenmiştir (Babalık vd., 2021; ÇEM, 2021). Bu

durum, tarım arazilerinin sürdürülebilirliğini ve verimliliğini tehdit etmektedir. Bu nedenle, toprak erozyonuna bağılı toprak bozulması Türkiye’de en önemli çevresel sorunlardan biri olarak değerlendirilmektedir (Zeybek, 2001; Dutal & Reis, 2020). Dolayısıyla, toprak erozyonu kaynaklı kayıplarının tahmin edilmesi, değerlendirilmesi ve haritalanması büyük önem taşımaktadır. Ayrıca, doğal kaynakların sürdürülebilir kullanımının sağlanması açısından uygun arazi yönetimi ve toprak koruma önlemlerinin belirlenmesi kritik bir gerekliliktir (Baskan vd., 2010).

Toprak erozyonuna duyarlı alanların belirlenmesi ve erozyonun tahmin edilmesi amacıyla çeşitli yöntemler geliştirilmiştir. Günümüzde, teknolojik ilerlemelerin de etkisiyle, erozyon duyarlılığının değerlendirilmesinde modelleme yöntemleri yaygın olarak tercih edilmektedir. Bu modeller genel olarak üç ana kategoriye ayrılmaktadır: (a) deneysel (ampirik) modeller, (b) fiziksel modeller ve (c) kavramsal modeller (Wheater vd., 1993; Fıstıkoğlu & Harmancıoğlu, 2002; Dutta vd., 2016). Ampirik modeller, saha ölçümlerinden elde edilen verilerin istatistiksel analiziyle geliştirilen ve özellikle sediment kaynaklarının belirlenmesinde kullanılan yöntemlerdir (Merritt vd., 2003; Özşahin, 2023). Bölgesel düzeyde genellenebilir sonuçlar sunmaları nedeniyle havza ölçeğinde yaygın olarak tercih edilmektedir. Ancak, daha az girdi verisi içermeleri nedeniyle, havzalardaki sediment erozyonu ve birikim süreçlerini detaylı şekilde analiz etmede yetersiz kalabilmektedir (Dutta, 2016). Fiziksel modeller, yüzey akışı ve sediment verimini tanımlamak için matematiksel denklemler üzerine kuruludur. Topoğrafya, toprak yapısı, eğim, bitki örtüsü, yağış, sıcaklık ve buharlaşma gibi birçok faktörün etkisini değerlendirmede oldukça kullanışlıdır. Bununla birlikte, büyük miktarda veri gereksinimi nedeniyle uygulanabilirlik açısından bazı zorluklar ortaya çıkabilmektedir. Kavramsal modeller ise havza içerisindeki erozyonal süreçleri hem niceliksel hem de niteliksel olarak analiz edebilme yetenekleri sayesinde önemli bir yere sahiptir (Dutta, 2016). Son yıllarda, makine öğrenmesi ve yapay zekâ tekniklerindeki ilerlemelerle birlikte erozyon tahmini ve erozyon duyarlılık analizi

alışmalarında bu yeni teknolojilerle entegre modellerin kullanımı giderek artmaktadır (Alevkayalı & Abi, 2023).

Toprak erozyonu problemlerinin boyut ve etkilerini doğru bir şekilde değerlendirebilmek için nicel analizler gereklidir. Sahada yapılan ölçümlerle desteklenen bu analizler, bölgesel ölçekli sağlıklı arazi yönetim stratejileri geliştirilmesine katkı sağlamaktadır (Ganasri & Ramesh, 2016; Güney & Turoğlu, 2018). Erozyon süreçlerini nicel olarak ifade edebilmenin en etkili yollarından biri, erozyon modelleme çalışmalarına dayanmaktadır (Boardman, 2006). Erozyon modellemesi, toprak kaybını tahmin etmek ve süreçlerini anlamak amacıyla geliştirilen matematiksel ve bilgisayar tabanlı yöntemleri kapsamaktadır. Bu modeller, doğal ve beşerî faktörlerin toprak erozyonu üzerindeki etkilerini değerlendirerek, erozyon duyarlılığını belirlemeye ve sürdürülebilir arazi yönetimi stratejileri geliştirmeye yardımcı olmaktadır. Toprak erozyonu, mekânsal-zamansal olarak değişkenlik gösteren durağan olmayan bir süreç olduğu için, bu modeller toprağın nasıl yer değiştirdiğini tahmin etmek ve farklı senaryoları simüle etmek açısından önemli araçlar olarak öne çıkmaktadır (Batista vd., 2019). Toprak erozyonu ile ilgili ilk ölçümler 1915 yılında ABD’de başlamış olup, 1965 yılında Wischmeier ve Smith tarafından geliştirilen “Evrensel Toprak Kaybı Denklemi (USLE)” ile erozyon tahminine yönelik bütüncül bir yaklaşım ortaya konulmuştur (Wischmeier & Smith, 1978). Bu denklem; yağış, bitki örtüsü, toprak ve topoğrafya gibi faktörleri dikkate alarak toprak kaybı miktarını belirlemeyi amaçlamaktadır (Laflen & Flanagan, 2013). 1980’lerden itibaren ise havza ve alt havza ölçeklerinde daha kapsamlı erozyon modelleri geliştirilmeye başlanmıştır (Fıstıkoğlu & Harmancıoğlu, 2002). Son yıllarda ise erozyon tahmini ve toprak koruma planlaması yapmak için birçok model geliştirilmiştir (Tablo 1). Sıklıkla tercih edilen ampirik temelli erozyon modelleri arasında USLE, RUSLE ve ICONA ne çıkarken; fiziksel tabanlı modeller arasında LISEM, WEPP ve EUROSEM gibi yaklaşımlar bulunmaktadır (Cürebal & Ekinci, 2006; Avcioğlu vd., 2020; Bouaziz vd., 2011; Mutlu vd., 2021; Ustaoglu vd., 2021; Aykır & Fıçıcı, 2022; Esmaeili Gholzom vd., 2022) (Tablo 1). Bu

modeller arasında, Renard vd. (1997) tarafından revize edilen RUSLE (Revize Edilmiş Evrensel Toprak Kaybı Denklemi), basit veri gereksinimi ve geniş uygulama alanı sayesinde en yaygın kullanılan yöntemlerden biri olarak öne çıkmaktadır (Merritt vd., 2003; Bayramın vd., 2008).

Teknolojik gelişmeler, Uzaktan Algılama (UA), Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Küresel Konumlandırma Sistemleri (GPS) gibi mekânsal bilgi teknolojileri ile entegre edilebilen bilimsel uygulamaların kullanımını yaygınlaştırmıştır (Erpul vd., 2020). CBS ve UA teknikleri, mekânsal veri analizini daha hızlı ve sistematik hale getirerek, farklı veri kaynaklarının bütünleştirilmesini ve yönetilmesini sağlamaktadır (Reis vd., 2017; Esmaeili Gholzom vd., 2020). Özellikle CBS ve UA tekniklerindeki ilerlemeler, erozyon modellemeleri üzerinde de önemli bir etkiye sahip olmuş ve bu yöntemlerin doğal kaynak yönetimi ile toprak kaybının mekânsal dağılımını belirlemede kritik bir rol üstlenmesini sağlamıştır (Dutta, 2016; Batista vd., 2019). Bu gelişmeler, belirli bir bölge veya havza ölçeğinde niteliksel ve niceliksel olarak toprak kaybının belirlenmesini, yorumlanmasını ve haritalanmasını mnkn kılmıştır.

Erozyon duyarlılığını belirlemeye yönelik yalnızca nicel değil, nitel değerlendirme yöntemleri de bulunmaktadır. Nitel değerlendirme modelleri, erozyona yatkınlık ve risk oluşturan faktörleri analiz ederek öncelikli bölgelerin belirlenmesi açısından önemli bir rol oynamaktadır (Esmaeili Gholzom vd., 2022). Her ne kadar nitel değerlendirme yöntemleri üzerine yapılan çalışmalar sınırlı olsa da (Li vd., 2017), bu yaklaşımlar toprak koruma önceliklerinin belirlenmesi ve bölgeye özgü etkili faktörlerin analiz edilmesi açısından faydalı grlmektedir (Esmaeili Gholzom vd., 2022).

Bu kapsamda, İspanyol Doğa Koruma Derneği tarafından geliştirilen ICONA modeli (Instituto Nacional para la Conservacion de la Naturaleza), erozyon duyarlılığını değerlendiren ampirik ve niteliksel yöntemlerden biridir (ICONA, 1997; Esmaeili Gholzom vd., 2020; Esmaeili Gholzom vd., 2022). CBS ve UA teknikleriyle entegre edilen model, eğim,

litoloji, arazi kullanımı ve arazi örtüsü gibi dört temel girdinin hiyerarşik organizasyonunu kullanarak erozyon duyarlılık haritalarının oluşturulmasını sağlar. ICONA modeli, özellikle ulusal ve bölgesel ölçekli erozyon duyarlılık haritalarının üretilmesinde güvenilir sonuçlar vermesi ve geniş alanlarda uygulanabilirliği ile ön plana çıkmaktadır (Esmaili Gholzom vd., 2022). CBS ve UA destekli analizler, ICONA modelinin uygulanmasını kolaylaştırarak mekânsal veri yönetimini hızlandırmakta ve büyük ölçekli erozyon değerlendirmelerini daha sistematik hale getirmektedir (Reis vd., 2017). Modelin basit ve esnek bir yapıya sahip olması, başta Avrupa ve Akdeniz ülkeleri olmak üzere

farklı coğrafi bölgelerde yaygın olarak kullanılmasını sağlamaktadır (Bayramin vd., 2008; Dengiz vd., 2014). Bölgesel koşullara uyarlanabilirliği sayesinde, karar verme süreçlerinde etkili bir araç olarak değerlendirilmektedir. Nitekim, Türkiye’de erozyona duyarlı alanların belirlenmesi ve değerlendirilmesi amacıyla hem bölgesel hem de havza ölçeğinde ICONA modeli birçok araştırmacı tarafından tercih edilmektedir (Bayramin vd., 2003; Dengiz vd., 2014; Hatipoğlu & Hatipoğlu, 2020; Hatipoğlu & Uzun, 2020; Ediş vd., 2021; Özvan vd., 2022; Yıldız & Kahveci, 2024; Bilgiç & Er, 2025).

Tablo 1: Toprak erozyonu modellemesinde kullanılan bazı yöntemlerin kısaltmaları, model isimleri ve referansları (Batista vd. 2019 ve Borrelli vd. 2021 tarafından değiştirilmiştir) / **Table 1:** Abbreviations, model names, and references of some methods used in soil erosion modeling (modified by Batista et al., 2019 and Borrelli et al., 2021).

Model Adı	Kısaltma	Referans
AGricultural Non-Point Source Pollution Model	AGNPS	Young vd. (1989)
COoRdination of INformation on the Environment	CORİNE	Avrupa Komisyonu (1985)
EUROpean Soil Erosion Model	EUROSEM	Morgan vd. (1998)
Institute for CONservation of the NATure	ICONA	ICONA (1997)
LImburg Soil Erosion Model	LISEM	De Roo vd. (1996)
Morgan-Morgan-Finey Model	MMF	Morgan vd. (1984)
Pan European Soil Erosion Risk Assessment	PESERA	Govers vd. (2003)
Revised Universal Soil Loss Equation	RUSLE	Renard vd. (1997)
Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management	STREAM	Cerdan vd. (2002)
Soil and Water Assessment Tool	SWAT	Arnold vd. (1998)
Universal Soil Loss Equation	USLE	Wischmeier & Smith (1978)
Modified Universal Soil Loss Equation	MUSLE	Williams & Berndt (1977)
Water and Tillage Erosion Model and SEDiment DELivery Model	WaTEM/SEDEM	Van Oost vd. (2000)
Water Erosion Prediction Project	WEPP/GeoWEPP	Flanagan & Livingston (1995)

Bu çalışmada, ICONA modeli kullanılarak Haymana Havzası’nın güneydoğusunda yer alan Katrancı Çayı Havzası’ndaki toprak erozyonu duyarlılığının belirlenmesi amaçlanmıştır. Katrancı Çayı havzasındaki toprak erozyonuna ilişkin literatürde önemli bir boşluk bulunmaktadır. Özellikle toprak erozyonunu etkileyen faktörlerin rolü tam olarak açıklığa kavuşturulmamıştır. Bu kapsamda, CBS ve UA teknikleri kullanılarak erozyonu etkileyen faktörler analiz edilmiş ve erozyon duyarlılık haritası oluşturulmuştur. ICONA modelinden elde edilen sonuçların güvenilirliğini

değerlendirmek amacıyla, çalışma sahasında 2024 yılı yaz döneminde arazi çalışması gerçekleştirilmiştir. Erozyon modelleme çalışmalarının saha verileriyle desteklenmesi oldukça önemlidir, çünkü modelin, gerçek arazi koşullarını ne kadar doğru temsil ettiğini değerlendirebilmek için arazi gözlemlerinin yapılması gerekmektedir. Bu bağlamda, çalışmada geleneksel arazi gözlemleri gerçekleştirilmiş ve erozyon duyarlılığı yüksek bölgelerde fotoğraflar çekilerek erozyonun etkileri tespit edilmiştir.

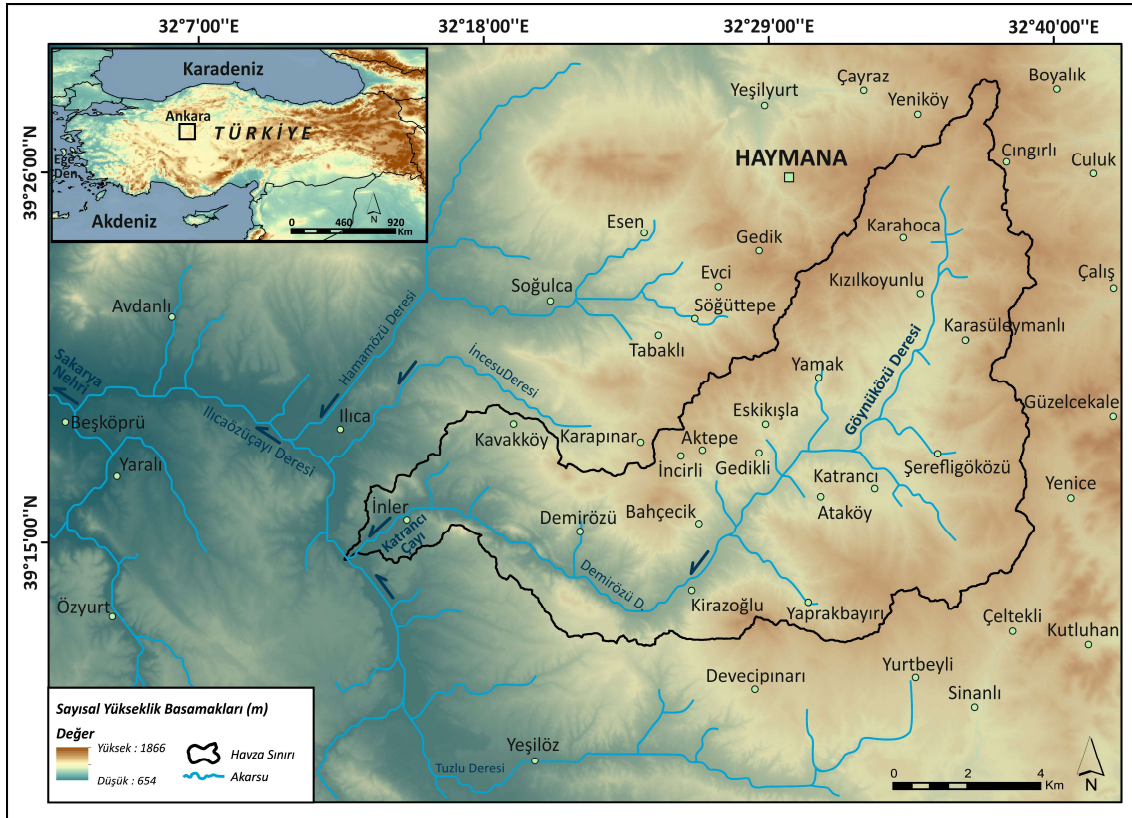
Çalışma sahası, Türkiye'nin en büyük nehir havzalarından birisi olan Sakarya Nehri Havzası içerisinde yer almaktadır. Coğrafi olarak 39° 12' 00" ile 39° 29' 00" kuzey enlemleri ve 32° 10' 00" ile 32° 40' 00" doğu boylamları arasında bulunmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanı yaklaşık 524 km²'lik bir alanı kaplamakta olup, yükseltisi 797 m ile 1439 m arasında değişmektedir. Yarı kurak bir iklim bölgesinde yer alan araştırma alanında yıllık ortalama yağış miktarı yaklaşık 451.6 mm iken yıllık sıcaklık ortalaması ise 10,5 °C'dir.

Çalışma sahasının bitki örtüsü ağırlıklı olarak step formasyonu şeklindedir. Çalışma sahasında yaygın olarak kserofit (kurakçıl) ve yer yer halofit (tuzcul) bitkiler görülmektedir. Doğal bitki örtüsünün karakteristik türleri arasında geven (*Astragalus*), üzerlik (*Peganum*), sığır kuyruğu (*Verbascum*) ve devedikenini (*Carlina marianum*) bulunmaktadır. Ormanlık alanlarda ise baskın ağaç türleri ardıç (*Juniperus*) ve meşe (*Quercus*) türleridir. Arazi örtüsü bakımından çalışma sahasında tarım alanları, meralar ve çayırar öne çıkmaktadır. En geniş yayılıma sahip arazi türü %61'lik bir oranla (yaklaşık 324,14 hektar) tarım arazileridir. Bu alanların %54'ünde (286,63 hektar) nadaslı kuru tarım,

%7'sinde (37,51 hektar) ise nadassız kuru tarım yapılmaktadır. Meralar, %37'lik bir oranla (195,6 hektar) ikinci en geniş arazi kullanım türünü oluşturmaktadır. Toprak sınıflandırması açısından bakıldığında, çalışma sahasında en yaygın toprak grubu kahverengi topraklardır. Bu toprakların profili genellikle kireçli olup yaz aylarında uzun süre kuru kalmaktadır. Bu nedenle kimyasal ve biyolojik süreçler bu dönemlerde yavaş ilerlemektedir. Ayrıca çalışma alanında alüvyal ve kolüvyal topraklarla birlikte sınırlı ölçüde kırmızımsı kahverengi topraklar da bulunmaktadır. Arazi kullanım kabiliyeti açısından değerlendirildiğinde, çalışma sahası V. ve VIII. sınıf hariç diğer sınıflara ait kullanım özelliklerine sahiptir. Bu topraklar genellikle orta, hafif, düz ve dik eğimli olup, orta derin, sıg ve çok sıg profilli özellikler göstermektedir (Ankara İli Arazi Varlığı, 1992).

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışmanın amacı doğrultusunda, Harita Genel Müdürlüğü'nden 1/100.000 ölçekli topografya, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, NASA'ya bağlı Alaska Uydu Tesisi (ASF/Alaska Satellite Facility) tarafından sunulan ALOS PALSAR



Şekil 1: Çalışma sahasının yeri ve sınırları / Figure 1: Location and boundaries of the study area.

(Advanced Land Observing Satellite) platformundan 12,5 m çözünürlüğe sahip SRTM Sayısal Yükseklik Modeli (DEM) temin edilmiştir. Bu veriler, ArcMap 10.7 programı kullanılarak işlenmiş ve elde edilen yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modeli verisi, ilk olarak havza alanının belirlenmesi, eğim özelliklerinin ortaya konulması ve mekânsal analizlerin yapılmasında altlık veri olarak kullanılmıştır. Arazi kullanımı verisi 2018 yılına ait %85 tematik doğruluk değerine sahip CORINE

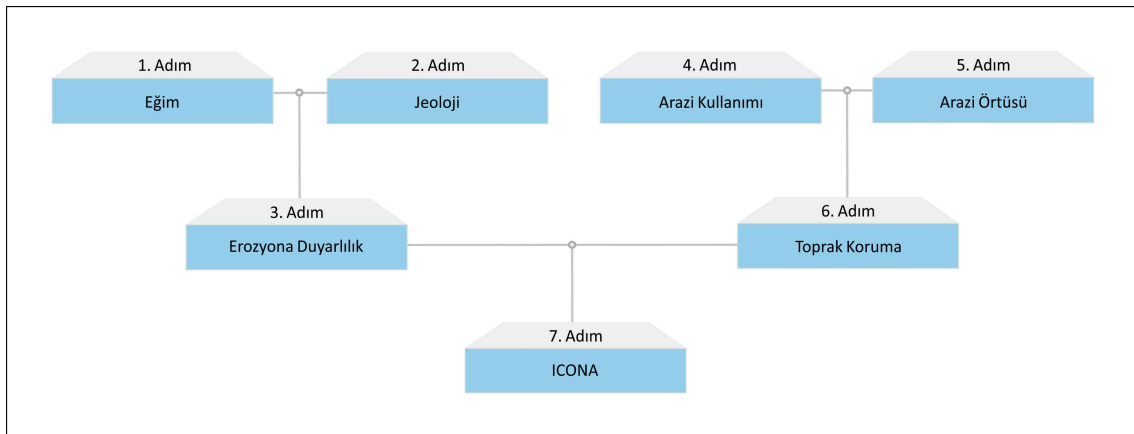
(CORINE Land Cover/ CLC-Çevre Hakkında Bilgi Koordinasyonu) ve arazi örtüsü verisi ise 2023 yılına ait Landsat-8 görüntülerinden sağlanan NDVI (Normalize Edilmiş Fark Bitki Örtüsü İndeksi) verileriyle hazırlanmıştır. Çalışmada kullanılan yağış verileri, Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden temin edilirken, toprak verileri ise açık kaynak olarak sunulan <https://soilgrids.org/> web adresinden elde edilmiştir. Çalışmada kullanılan veriler ve kaynaklar Tablo 2'de sunulmaktadır.

Tablo 2: Çalışmada kullanılan veri özellikleri ve kaynakları / **Table 2:** Data characteristics and sources used in the study.

Veri	Veri Özellikleri	Veri Kaynakları
Topografya	Ölçek 1/100000	Harita Genel Müdürlüğü
Jeoloji	Ölçek 1/25000	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
Eğim/DEM	ALOS PALSAR (2023) Çözünürlük-12.5 m	https://search.asf.alaska.edu/#/
Yağış	Yıllık Yağış Miktarı (1964-2012)	Meteoroloji Genel Müdürlüğü (4092-Haymana İstasyonu, 1125 m)
Arazi Kullanımı	CORINE (2018) Çözünürlük 100 m	https://land.copernicus.eu/en/map-viewer?product=130299ac96e54c30a12edd575eff80f7
Arazi Örtüsü	Landsat-8 Çözünürlük 10 m	https://earthexplorer.usgs.gov/
Toprak	Ölçek 1/250000	https://soilgrids.org/

Araştırma sahasındaki toprak erozyonu duyarlılığının değerlendirilmesi amacıyla CBS tabanlı ICONA modeli kullanılmıştır. ICONA modeli, toprak erozyonu duyarlılığını değerlendirmek ve haritalamak için kullanılan en basit ve esnek nitel yöntemlerden birisidir (Esmaeili Gholzom vd., 2020). Çalışmada uygulanan ICONA modeli, Şekil 2'de gösterildiği üzere yedi aşamadan oluşmaktadır. İlk olarak, ArcMap 10.7 yazılımında eğim ve jeoloji verileri kullanarak toprak erozyonu duyarlılık

(aşınabilirlik) haritası oluşturulmuştur. Daha sonra, bu verilere arazi kullanımı ve arazi örtüsü verileri entegre edilerek toprak koruma haritası üretilmiştir. Son aşamada ise toprak duyarlılık ve toprak koruma haritaları üst üste örtüştürülerek çalışma sahasının nihai toprak erozyonu duyarlılık haritası elde edilmiştir (Şekil 2). Bu harita, toprak erozyonuna karşı hassas bölgeleri belirleyerek arazi yönetimi ve koruma planlaması çalışmalarına önemli bir katkı sağlamaktadır.



Şekil 2: ICONA modelinin metodolojik yapısı / **Figure 2:** Methodological structure of the ICONA model.

2.1.1. Eğim

Çalışma havzasının sayısal yükseklik modeli (DEM) hazırlandıktan sonra ArcMap 10.7 programı aracılığıyla eğim haritası üretilmiştir. Daha sonra çalışma sahasının eğim katmanı altı sınıfta oluşturulmuştur: Düzlükler (%0-2), hafif eğim (%2,01-6), orta eğim (%6,01-12), yüksek eğim (%12,01-20), çok yüksek eğim (%20,01-30) ve aşırı yüksek eğim (> %30).

2.1.2. Jeoloji

Çalışma sahasının litoloji haritasını hazırlamak için Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün 1:25000 ölçekli jeoloji haritası kullanılmıştır. Çalışma sahasındaki litolojik birimler genel olarak ayrışmaya karşı fiziksel ve kimyasal dirençlerine göre sınıflandırılmıştır (ICONA, 1997). Bu birimler Kuvaterner yaşlı depozitler, yumuşak formasyonlar, az konsolide olmuş kayalar, kompakt olmuş silisli kayalar, iyi pekişmiş kalkerli kayalar ve çok sert kayalar olmak üzere altı gruba ayrılmıştır.

2.1.3. Erozyon Aşınabilirlik (Duyarlılık) Haritası

Erozyona duyarlılık katmanı, eğim ve litoloji katmanlarının bir araya gelmesiyle hazırlanmıştır. Duyarlılık haritası, havzadaki erozyon duyarlılığını ve/veya potansiyelini göstermektedir. Genel olarak, eğim ve jeolojik haritalarının birleştirilmesi, her bir haritanın sınıf özelliklerine göre 5×5 boyutunda bir matris oluşturmaktadır (Esmaili Gholzom vd., 2020). Buna göre, toprak erozyonu duyarlılık katmanı beş sınıfta oluşturulmuştur: çok az aşınabilir, az aşınabilir, orta aşınabilir, şiddetli aşınabilir ve çok şiddetli aşınabilir (Tablo 3).

2.1.4. Arazi Kullanımı ve Arazi Örtüsü

Toprak erozyonu duyarlılığı üzerinde etkili olan arazi kullanımı, suyun yüzeysel akışını ve suların birikme durumunu etkilemesi açısından önemli bir parametredir. Bu doğrultuda, çalışma sahası içerisindeki arazi kullanım türleri, kesikli şehir yapısı, bitki değişim alanları, sklerofil bitki örtüsü, karışık tarım alanları, sürekli sulanan alanlar, doğal bitkisi örtüsü ile bulunan tarım alanları, doğal çayırıklar, sulanmayan ekilebilir alanlar, seyrek bitki alanları, meralar ve çıplak kayalıklar olarak sınıflandırılmıştır. Bu sınıflar arasında, sulanmayan ekilebilir alanlar (%38), seyrek bitki alanları (%24) ve sürekli sulanan alanlar (%20) en yaygın arazi kullanım türleridir (Tablo 3). Sulanmayan ekilebilir alanların ve

seyrek bitki alanlarının varlığı, suyun yüzeysel akışa geçme durumunu etkileyerek erozyon miktarını artırmaktadır.

Arazi kullanımında olduğu gibi, arazi örtüsü verileri de 2018 yılına ait CORİNE ve Landsat-8 uydu görüntüsünden temin edilen Normalize Edilmiş Fark Bitki Örtüsü İndeksi (NDVI) verileriyle hazırlanmıştır. Özellikle uydu görüntülerinden elde edilen NDVI sayesinde, bitki örtüsünün mekânsal ve zamansal dağılımı hakkında bilgi sağlanabilir ve farklı bölgelerdeki toprak bozulmasının boyutu belirlenebilir (Esmaili Gholzom vd., 2022). Dolayısıyla, arazi örtüsünü sınıflandırmak için NDVI değerleri şu şekilde dört sınıfta analiz edilmiştir: (1) düşük (<%25), (2) orta (%25- %50), (3) yüksek (%50- %75) ve (4) çok yüksek (%75'ten fazla) (ICONA, 1997).

2.1.5. Toprak Koruma Haritası

Toprak koruma katmanı, arazi kullanımı ve arazi örtüsü katmanlarının birleştirilmesiyle hazırlanmıştır. Böylece, arazi kullanımı ve arazi örtüsü haritalarının kombinasyonu sayesinde her bir haritanın sınıf özelliklerine göre 5×5 boyutunda bir matris elde edilmiştir (Esmaili Gholzom vd., 2020). Buna göre, toprak koruma haritası beş farklı grupta gösterilmektedir: çok düşük koruma (0), düşük koruma (0,5), orta koruma (0,5), yüksek koruma (0,9) ve çok yüksek koruma (1) (Tablo 3).

2.1.6. Erozyon Duyarlılık Haritası

ICONA modelinin son aşamasında, CBS ortamında elde edilen toprak aşınabilirlik ve toprak koruma verileri birleştirilmiştir. Bu süreç sonucunda, çalışma sahası beş farklı kategoride (çok düşük, düşük, orta, yüksek ve çok yüksek) sınıflandırılarak bir erozyon duyarlılık haritası oluşturulmuştur (Tablo 3).

Sonuç olarak, eğim, litoloji, arazi kullanımı, arazi kullanımı/örtüsü, toprak duyarlılığı ve toprak koruma haritaları gibi faktörler, çalışma sahasının erozyon duyarlılık durumunu belirlemek amacıyla yeniden sınıflandırılmıştır. Bu sınıflandırma sonucunda her bir faktör, modelde erozyona etkisi göz önünde bulundurularak ağırlık oranlarına göre yeniden değerlendirilmiştir. Sonuçta, bu değerlendirme sonucunda çalışma sahasına ait nihai toprak erozyonu duyarlılık haritası üretilmiştir.

Tablo 3: Harita örtüşmesi için karar kuralı matrisleri / **Table 3:** Decision rule matrices for map overlay.

I					
(A) Yeniden Sınıflandırılmış Jeolojik Yapı	(B) Eğim Sınıfı (%)				
	Düz ile Hafif (0-6)	Orta (6-12)	Dik (12-20)	Çok Dik (20-30)	Sarp (30<)
a	1	1	1	1	1
b	2	3	3	4	5
c	2	3	3	4	5
d	2	3	4	5	5
e	2	3	4	5	5
f	2	3	4	5	5
II					
(A) Arazi Kullanımı/Örtüsü					
a	1	1	1	1	1
b	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
c	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
d	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
e	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
f	1	1	1	1	0.3
g	1	1	1	1	0.3
h	1	1	1	1	0.3
i	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
j	0.9	0.5	0.5	0.5	0.0
III					
(A) Toprak Aşınabilirliği	(B) Toprak Koruma				
	Çok Düşük	Düşük	Orta	Yüksek	Çok Yüksek
Çok şiddetli	1	1	1	2	2
Şiddetli	1	1	2	3	3
Orta	3	3	3	5	5
Az	3	3	3	5	5
Çok az	2	3	4	5	5

I A: (a) masif kayalar/çok sert kayalar; (b) iyi pekişmiş kalkerli kayalar; (c) kompakt olmuş silisli kayalar; (d) az konsolide olmuş kayalar; (e) yumuşak formasyonlar; (f) kuvaterner yaşlı depozitler. I B: (1) çok az aşınabilir; (2) az aşınabilir; (3) orta aşınabilir; (4) şiddetli aşınabilir; (5) çok şiddetli aşınabilir kayalar. II A: (a) sık ağaç örtüsü (>%70); (b) sulanmayan ekilebilir alanlar; (c) bitki değişim alanları; (d) bitki örtüsü az ya da olmayan alanlar; (e) sürekli sulanan alanlar; (f) doğal bitki örtüsü ile karışık tarım alanları; (g) karışık tarım alanları; (h) meyve bahçeleri; (i) meralar, doğal çayırliklar; (j) çıplak kayaliklar/alanlar. II B: (1) çok yüksek; (0.9-0.8) yüksek; (0.7-0.6) orta; (0.5-0.3) düşük; (0.2-0.0) çok düşük koruma derecesi. III: çok düşük (1); yüksek (2); orta (3); düşük (4); çok düşük (5).

3. BULGULAR

3.1. Modelleme Adımları

ICONA modeli kullanılarak elde edilen bulgular aşağıda açıklanmaktadır.

3.1.1. Eğim Haritası

Çalışma sahasının büyük bir kısmı (%35,03) orta derece eğime (%6-12) sahiptir. Yüksek (dik) eğim sınıfı (%6-12) %26,28 ile ikinci sırada yer almaktadır. Bununla birlikte çok dik (%10,92) ve dik (4,23) eğime sahip alanlar ise göz ardı

edilemeyecek kadar yüzey alanı içerisinde yer kapsamaktadır. Buna karşılık, havzanın yüzey alanının sınırlı bir kısmı ise düşük eğimli (%0-2) ve düzdür (%4,17) (Tablo 4, Şekil 3a).

3.1.2. Litofasiyes (Jeoloji) Haritası

Çalışma sahasında yer alan litolojik birimler ve kayalar türleri, ayrışmaya karşı farklı direnç seviyeleri sergilemektedir. Litofasiyes

özelliklerine göre, havza alanının büyük bir bölümü (%63,98) kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı ardalanmasından oluşan, az konsolide olmuş kayaçlardan meydana gelmektedir. Yüzey alanı bakımından ikinci sırada ise, iyi pekişmemiş

kalkerli kayaçlar grubuna dahil edilen kumtaşı ve şeyl bulunmaktadır. Bu litolojik birimler, orta ile zayıf derecede ayrışma özellikleri göstermekte ve genellikle nispeten düşük geçirgenlik göstermektedir (Tablo 5, Şekil 3b).

Tablo 4: Çalışma sahasındaki eğim sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 4:** Areal percentages of slope classes in the study area.

Eğim Sınıfı	Eğim (%)	Alan (ha)	Alan (%)
Düzlükler	0-2	2.183,35	4,17
Hafif Eğimli	2-6	10.129,30	19,36
Orta Eğimli	6-12	18.334,07	35,03
Dik Eğimli	12-20	13.755,92	26,28
Çok Dik Eğimli	20-30	5.716,68	10,92
Sarp Araziler	30<	2.214,43	4,23

Tablo 5: Çalışma sahasındaki litofasiyes sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 5:** Areal percentages of lithofacies classes in the study area.

Sınıfı	Litofasiyes	Yaş	Alan (ha)	Alan (%)
(a) Masif kayaçlar/çok sert kayaçlar	Metakumtaşı-metaçakıtaşı-metapelit	Orta-Üst Triyas	284,08	0,54
(b) İyi pekişmiş kalkerli kayaçlar	Kumtaşı-şeyl	Paleosen-Alt Eosen	10.564,25	20,16
(c) Kompakt olmuş silisli kayaçlar	Andezit, piroklastik kaya, bazalt	Geç Kretase	415,63	0,79
(d) Az konsolide olmuş kayaçlar	Kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı	Paleosen	33.518,82	63,98
(e) Yumuşak formasyonlar	Çakıtaşı-kumtaşı-çamurtaşı	Üst Paleosen	1.489,27	2,84
(f) Kuvaterner yaşlı depozitler	Alüvyon	Kuvaterner	6.119,46	11,68

3.1.3. Aşınabilirlik Haritası

Çalışma sahasının toprak aşınabilirlik haritası, havzanın yaklaşık %35'inin şiddetli ve çok şiddetli derecede alınabilirliğe sahip olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, havzanın yaklaşık %42'si orta derecede aşınabilirlik sınıfında yer alırken, sadece %24'lük bir kısmı çok az ve az aşınabilirlik değerine sahiptir (Tablo 6, Şekil 3c).

3.1.4. Arazi Kullanımı ve Arazi Örtüsü Haritası

Çalışma sahasındaki arazi kullanımı haritası, havzadaki farklı arazi kullanım türlerinin mekânsal dağılımını ortaya koymaktadır. En yaygın arazi kullanım türü, %38,02 ile sulanmayan ekilebilir alanlardır. Bunu %23,32 ile bitki örtüsünün seyrek veya hiç olmadığı alanlar ve %20,48 ile sürekli sulanan alanlar takip etmektedir (Tablo 7, Şekil 4a).

UA teknikleri ve uydu görüntüleri kullanılarak çalışma alanının NDVI haritası oluşturulmuştur. Arazi örtüsünün kapalılık oranı açısından değerlendirildiğinde, %25'in altında kapalılığa sahip alanlar yaklaşık %94'lük bir oranla en geniş yüzeyi kapsamaktadır (Tablo 8, Şekil 4b).

3.1.5. Toprak Koruma Haritası

Çalışma alanının toprak koruma haritası, havzanın yaklaşık %65'inin orta düzeyde koruma koşullarına sahip olduğunu göstermektedir. Bunun yanı sıra, alanın %22,35'i yüksek, %8,45'i ise çok yüksek koruma sınıfında yer almaktadır. Buna karşılık, yalnızca %4'lük bir kesim düşük ve/veya çok düşük koruma koşullarına sahiptir (Tablo 9, Şekil 4c). Bu veriler, havzanın büyük bir bölümünün iyi koruma koşullarına sahip olduğunu ortaya koymaktadır.

Tablo 6: Çalışma sahasındaki toprak aşınabilirlik sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 6:** Areal percentages of soil erodibility classes in the study area.

Sınıfı	Aşınabilirlik	Alan (ha)	Alan (%)
1	Çok az aşınabilir	284,08	0,54
2	Az aşınabilir	12.242,92	23,41
3	Orta aşınabilir	21.791,31	41,66
4	Şiddetli Aşınabilir	11.728,65	22,42
5	Çok şiddetli aşınabilir	6.257,87	11,96

Tablo 7: Çalışma sahasındaki arazi kullanımı sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 7:** Areal percentages of land use classes in the study area.

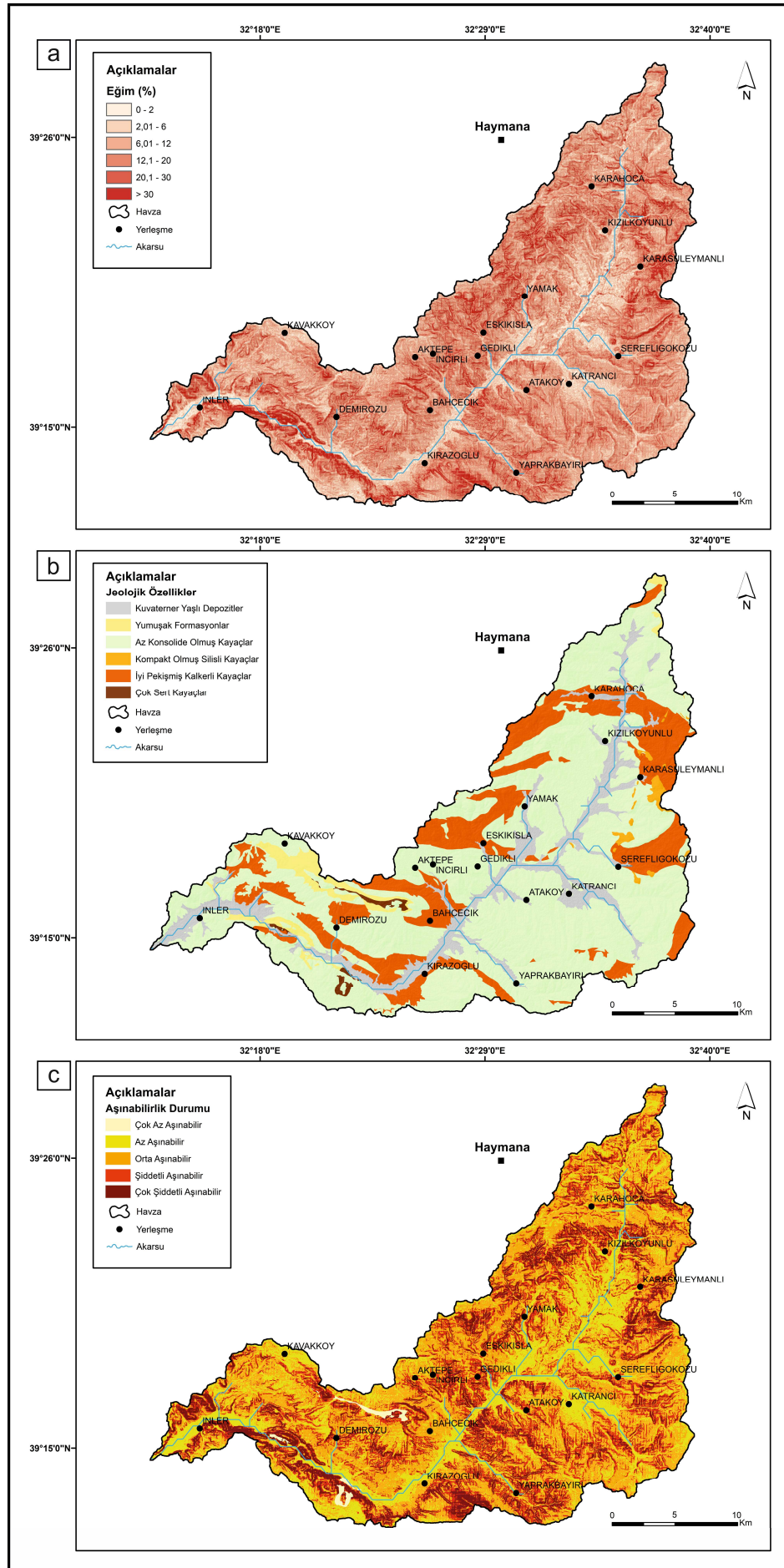
Sınıfı (CORİNE)	Alan (ha)	Alan (%)
(a) Sık ağaç örtüsü (>70)	0,4	0,1
(b) Sulanmayan ekilebilir alanlar (kuru tarım)	19.917,87	38,02
(c) Bitki değişim alanları	41,42	0,08
(d) Bitki örtüsü az (seyrek) ya da olmayan alanlar	12.216,68	23,32
(e) Sürekli sulanan alanlar (sulu tarım)	10.732,21	20,48
(f) Doğal bitki örtüsü ile bulunan tarım alanları	4.157,10	7,93
(g) Karışık tarım alanları	374,11	0,71
(h) Kesikli şehir yapısı	591,12	1,2
(i) Meralar, Doğal çayırliklar	3.595,93	7,94
(j) Çıplak kayaliklar	175,16	0,33

Tablo 8: Çalışma sahasındaki arazi örtüsü sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 8:** Areal percentages of land cover classes in the study area.

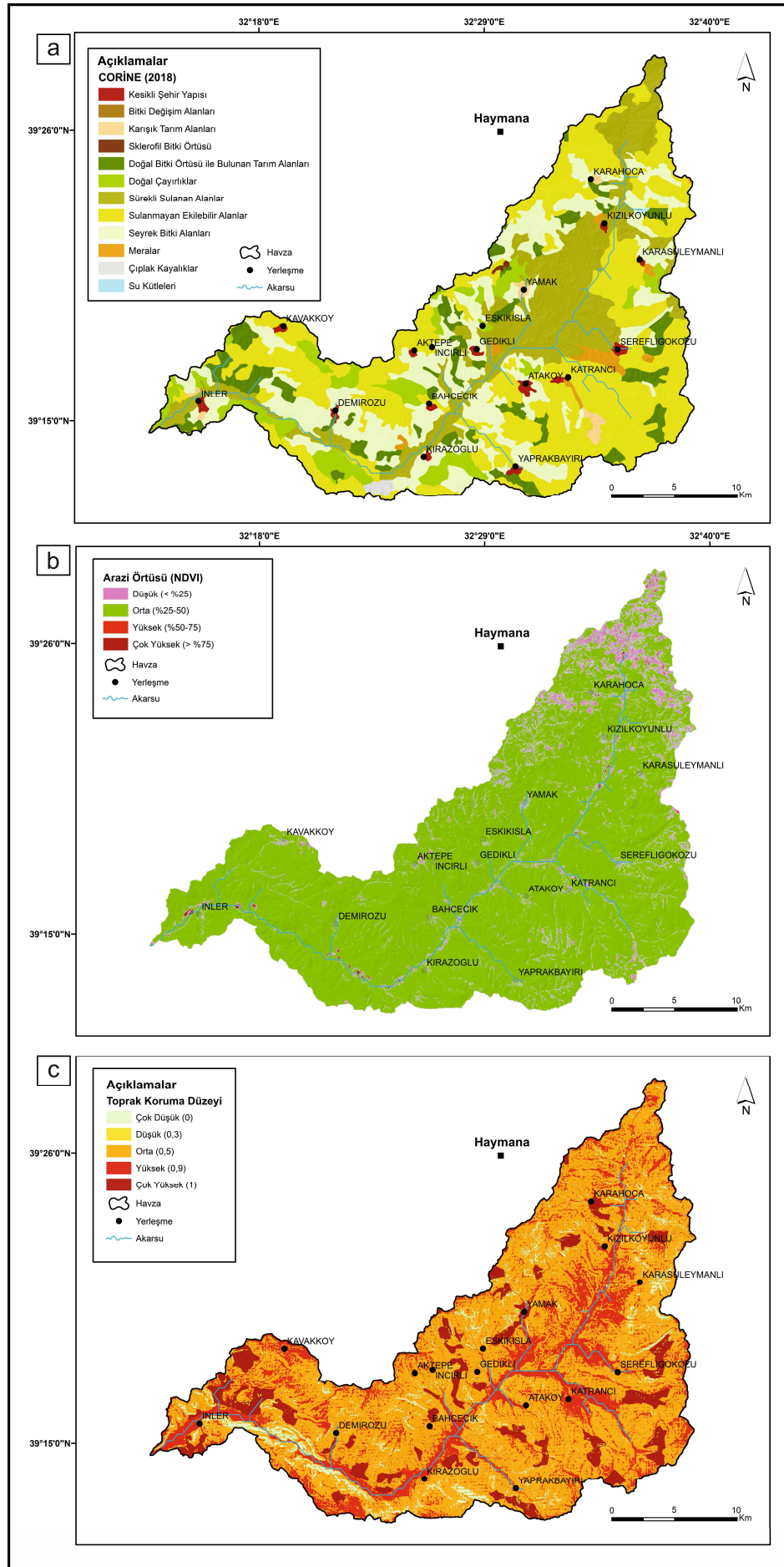
Sınıfı (NDVI)	Alan (ha)	Alan (%)
Düşük (Açık alanlar <%25)	49.188,45	93,75
Orta (Az kapalı alanlar %25-50)	2.695,81	5,14
Yüksek (Orta kapalı alanlar %50-75)	432,20	0,82
Çok yüksek (Yoğun kapalı alanlar >75)	153,79	0,29

Tablo 9: Çalışma sahasındaki toprak koruma sınıflarının alansal yüzdeleri / **Table 9:** Areal percentages of soil conservation classes in the study area.

Sınıfı	Toprak Koruma	Alan (ha)	Alan (%)
0	Çok düşük	2.056,57	3,93
0,3	Düşük	146,6	0,28
0,5	Orta	33.989,63	64,98
0,9	Yüksek	11.692,03	22,35
1	Çok yüksek	4.419,98	8,45



Şekil 3: Çalışma sahasının eğim (a), jeolojik özellikleri (b) ve aşınabilirlik durum haritası (c) / **Figure 3:** Slope (a), geological characteristics (b), and erodibility status map (c) of the study area.



Şekil 4: Çalışma sahasının arazi kullanımı (a), arazi örtüsü (b) ve toprak koruma haritası (c) / **Figure 4:** Land use (a), land cover (b), and soil conservation map (c) of the study area.

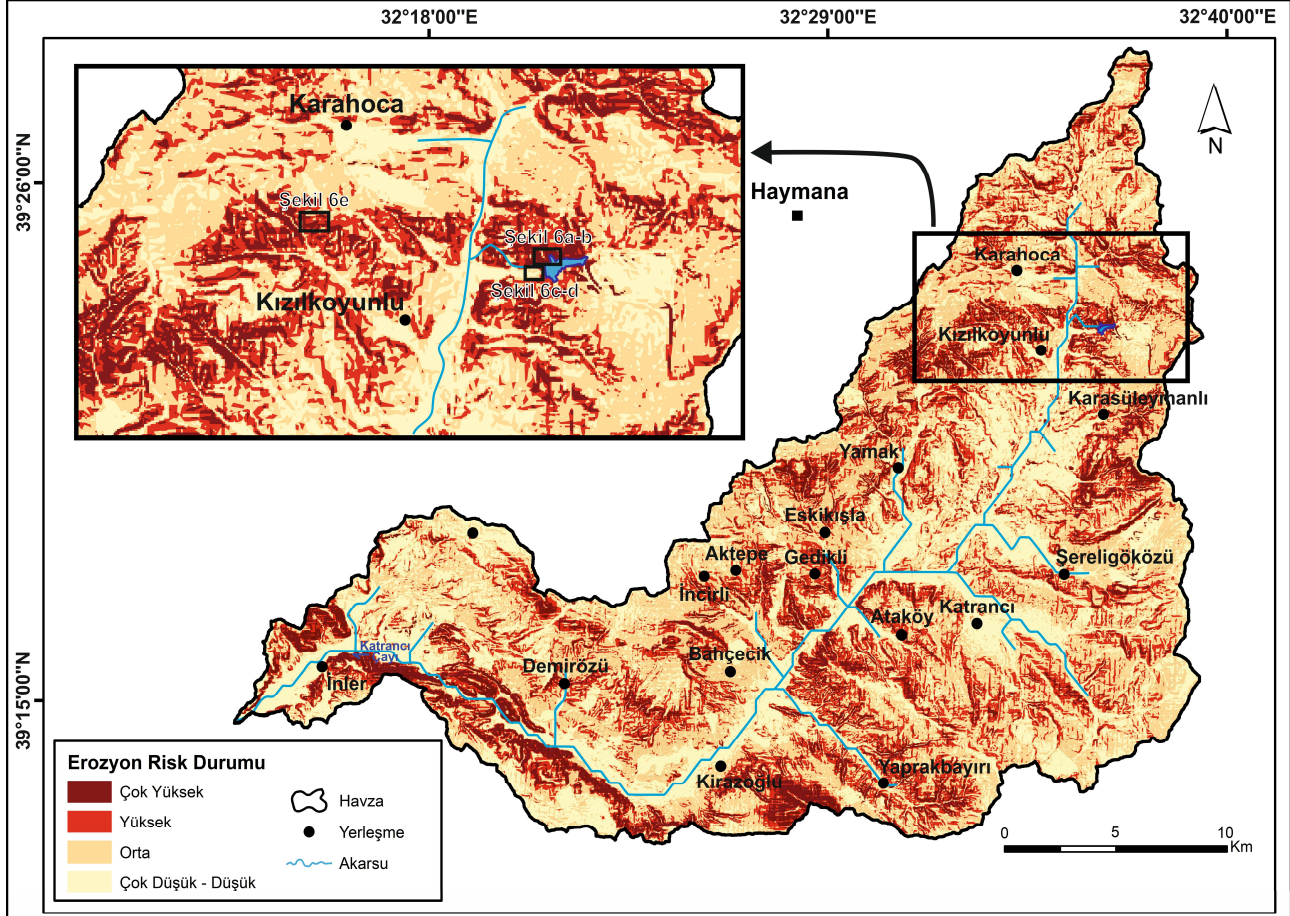
3.1.6. Erozyon Duyarlılık Haritası

Çalışma sahasında elde edilen toprak erozyonu duyarlılık haritası sonuçlarına göre, orta erozyon duyarlılık sınıfı yaklaşık 21.124 hektarlık bir alanı kaplamakta ve bu değer havzanın %40,39'unu oluşturmaktadır. Bununla birlikte, havzanın %27,54'ü çok düşük ve düşük erozyon duyarlılık sınıflarında yer alırken, geri kalan %32,07'lik bölümü ise yüksek ve çok yüksek erozyon duyarlılığına sahiptir (Tablo 10, Şekil 5). Bu bulgular, havza alanının büyük bir kısmının orta ve yüksek erozyon duyarlılığına sahip olduğunu göstermektedir. Nitekim, Erpul vd. (2020) tarafından hazırlanan Ankara ili su erozyonu haritasına göre, Kızılçay Havzası yüksek erozyon potansiyeli taşıyan sahalar arasında yer almaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında elde edilen bulgular, erozyon duyarlılık haritası sonuçlarını desteklemektedir. Orta ve yüksek derecede erozyona maruz kalan alanlar, hafif eğimli yüzeylerden başlayarak çok dik eğimli yamaçlara kadar geniş bir yayılım göstermektedir. Özellikle doğal bitki örtüsünün büyük ölçüde tahrip edildiği, aşırı otlatmaya maruz kalmış mera alanları ile yoğun şekilde kuru tarım yapılan sahalarda erozyon süreci belirgin şekilde şiddetlenmektedir. Nitekim Erpul vd. (2020) tarafından hazırlanan su erozyonu il istatistikleri raporunda, Ankara ilinde arazi kullanımı açısından erozyonun en fazla tarım alanlarında (%48,84) ve mera sahasında (%44,19) meydana geldiği ortaya konulmuştur.

Tablo 10: Çalışma sahasındaki toprak erozyon sınıflarının alansal yüzdesi / **Table 10:** Areal percentage of soil erosion classes in the study area.

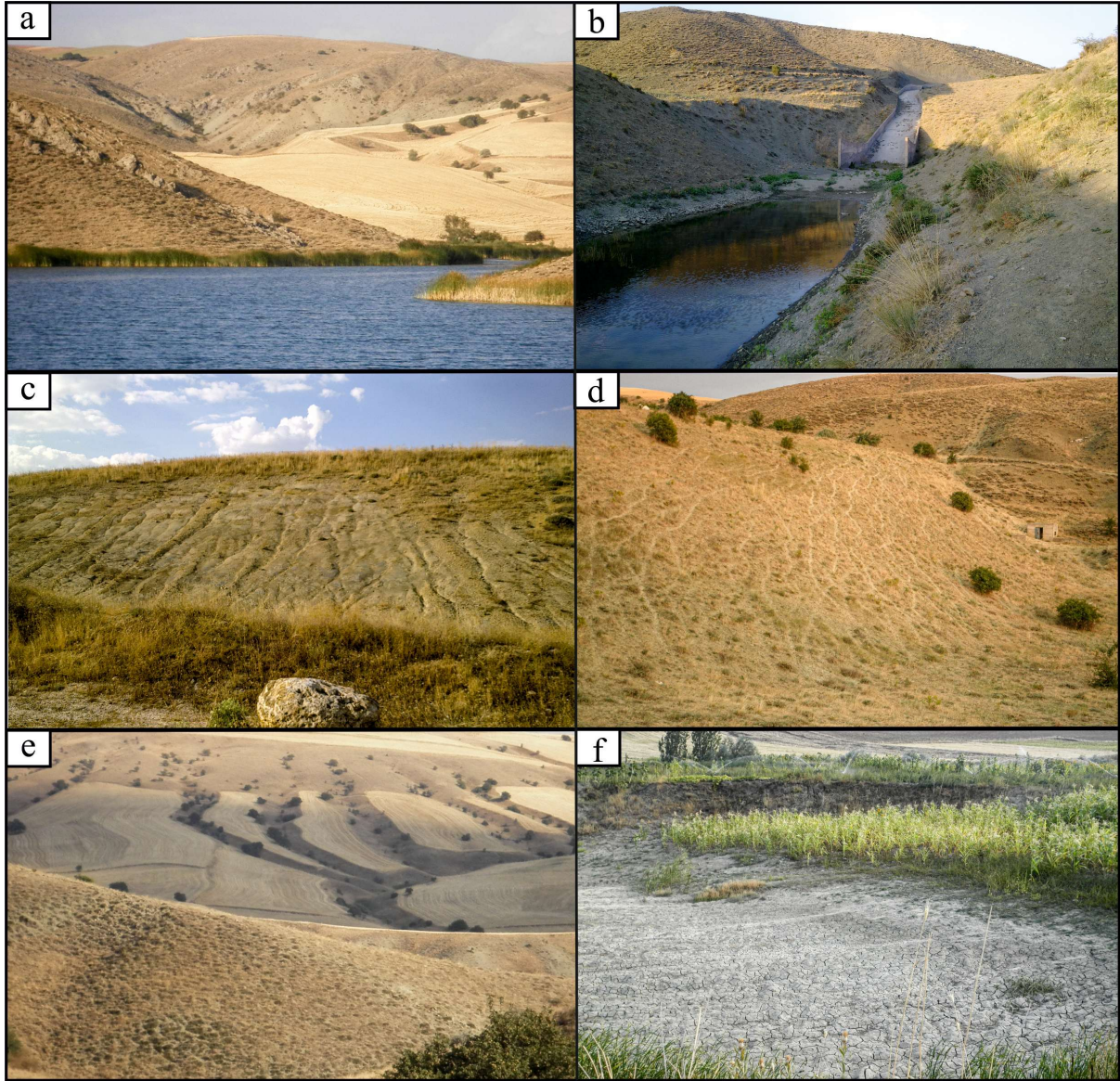
Sınıfı	Erozyon Durumu	Alan (ha)	Alan (%)
1-2	Çok düşük/Düşük	14.409,46	27,54
3	Orta	21.124,64	40,39
4	Yüksek	10.966,54	20,97
5	Çok yüksek	5.804,18	11,1



Şekil 5: Çalışma sahasının erozyon duyarlılık haritası / **Figure 5:** Erosion susceptibility map of the study area.

Karahoca, Kızılkoynlu, Yamak, İncirli, Demirözü ve İler yerleşmeleri ile çevresinde orta ve yüksek şiddetli erozyon faaliyetleri gözlemlenmektedir (şekil 5). Özellikle dik ve çok dik eğimli arazilerde herhangi bir koruma önlemi alınmaksızın gerçekteştirilen tarımsal faaliyetler, erozyonun şiddetini giderek artırmaktadır (şekil 6). Buna ek olarak, çalışma sahasında bulunan toprakların organik madde içeriğinin düşük olması (%0,88-2,86), toprak gözenekliliğini (porozite) ve kohezyonunu

sınırlandırarak su sızmasını olumsuz etkilemektedir. Sızmanın azalması, yüzeysel akışa geçen su miktarını artırarak erozyon sürecini daha da hızlandırmaktadır. Özellikle otsu bitki örtüsünün yaygın olduğu alanlarda, yağış ve kar erimesiyle oluşan yüzeysel akışa karşı herhangi bir engelin bulunmaması, suyun doğrudan akışa geçmesine neden olmaktadır. Bu durum, erozyon süreçlerinin daha etkin hale gelmesine katkı sağlamaktadır (şekil 6).



şekil 6: Çalışma alanında DSİ tarafından inşa edilen sulama göleti (a) ve sulamalı tarımda kullanılmak üzere yapılan kanal, erozyon sonucu taşınan materyaller (b-d) ile dolmaktadır. Havzanın kuzeyinde yer alan Karahoca ve Kızılkoynlu köyleri çevresinde, özellikle yanlış tarım teknikleriyle sürdürölen kuru tarım alanlarında (c-e) ciddi erozyon etkileri gözlenmektedir. Benzer şekilde, sulama göleti çevresindeki sulama tarım alanlarında da (f) erozyonun önemli bir sorun olduğu belirlenmiştir / **Figure 6:** The irrigation reservoir constructed by the State Hydraulic Works (DSİ) in the study area (a) and the channels constructed for irrigated agriculture are filled with materials transported by erosion (b-d). Significant erosion effects are observed around the villages of Karahoca and Kızılkoynlu, located in the northern part of the basin, particularly in dry farming areas managed with improper agricultural techniques (c-e). Similarly, erosion has been identified as a significant issue in the irrigated agricultural areas surrounding the irrigation reservoir (f).

4. SONUÇ

Katrancı Havzası, Sakarya Nehri'nin yukarı havzasında yer almaktadır. Havza; tarım alanları, yerleşim yerleri, meralar ve kayaç yüzeylerinden oluşmaktadır. CBS ve UA teknikleri kullanılarak gerçekleştirilen ICONA modeli analizine göre, çalışma sahasının yaklaşık %41,43'ü yüksek eğim oranına sahiptir. Bu durum havzanın erozyona karşı hassasiyetini artırmaktadır.

Havzanın en eski jeolojik birimleri masif kayaçlarından oluşurken, en yeni birimleri akarsular tarafından taşınan alüvyonlardan meydana gelmektedir. Litofasiyes özelliklerine açısından, havza alanının büyük bir bölümü az konsolide olmuş kayaçlar (kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı) (%63,98) oluşmakta, bunu iyi pekişmemiş kumtaşı-şeyl (%20,16) takip etmektedir. Bu birimler, çalışma alanının yaklaşık %84'ünden fazlasını kapsamaktadır. Havzanın geniş yüzey alanına sahip olması ve yüksek eğimli alanlar içermesi, ayrışmaya karşı hassasiyeti artırmaktadır.

Havzanın aşınabilirlik haritası, havzanın önemli bir kısmının şiddetli (%22,42) ve çok şiddetli (%11,96) erozyon potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir. Arazi kullanımı açısından, havzanın büyük bir bölümü nadasa bırakılan sulanmayan tarım alanları (%38,02) ve seyrek bitki örtüsüne sahip alanlardan (23,32) oluşmaktadır. Bu durum, erozyonunun etkisini artırmaktadır. Özellikle tarımsal faaliyetlerin uygun olmadığı ve bitki örtüsünün yetersiz olduğu alanlar, erozyona karşı oldukça hassas olup toprak kaybının daha fazla yaşanmasına neden olmaktadır.

ICONA modeli duyarlılık haritasının sonuçlarına göre, çalışma alanında orta düzeyde erozyon duyarlılığına sahip araziler, en geniş alanı kapsamakta olup, toplam havza yüzeyinin %40,39'unu (21.124 ha) oluşturmaktadır. Çok düşük ve düşük erozyon duyarlılığı sınıfına giren alanlar havzanın %27,54'ünü kapsamaktadır. Buna karşılık, eğimin yüksek olduğu ve toprak koruma kapasitesinin yetersiz kaldığı bölgelerde erozyon duyarlılığı belirgin şekilde artmaktadır. Havzanın yaklaşık %20,97'si yüksek, %11,1'i ise çok yüksek seviyede erozyon duyarlılığı sınıfında yer almakta olup, bu alanlar ağırlıklı tarım arazileri ile örtüşmektedir.

Özellikle, yanlış arazi kullanımı, uygunsuz tarım uygulamaları ve aşırı otlatma, havzanın erozyona karşı hassasiyetini önemli ölçüde artırmaktadır. Erozyona duyarlı alanlarda arazi kullanımının sürdürülebilir şekilde planlanması, eğimli arazilerde uygun tarım tekniklerinin benimsenmesi, mera alanlarında aşırı otlatmanın kontrol altına alınması ve toprak koruma stratejilerinin etkin bir şekilde uygulanması, toprak erozyonunun kontrol altına alınması ve önlenmesi açısından kritik öneme sahiptir.

Sonuç olarak bu çalışma, CBS ve UA teknikleri kullanılarak ICONA modeli ile oluşturulan erozyon duyarlılık haritasının, Katrancı Havzası için yeterli doğrulukta olduğunu göstermektedir. ICONA modeli, sürdürülebilir havza yönetimi açısından potansiyel erozyona duyarlı alanların belirlenmesinde ve erozyon duyarlılığı çalışmalarında güvenilir, hızlı, düşük maliyetli ve zaman tasarrufu sağlayan bir yöntem olarak değerlendirilebilir.

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Çalışma sürecinde sağladıkları değerli katkılar için editör ve hakemlere teşekkürlerimi sunarım.

KAYNAKÇA

- Alevkayalı, Ç. & Abi, B. (2023). Mekân Tabanlı Toprak Erozyonu Tahmin Modelleri: Bildiklerimiz Değişiyor Mu? Coğrafi Bilimler Dergisi / Turkish Journal of Geographical Sciences, 21 (2), 696-725. <https://doi.org/10.33688/aucbd.1265625>
- Alizadeh, M., Zabihi, H., Wolf, I.D., Langat, P.K., Pour, A.B. & Ahmad, A. (2022). Remote Sensing Technique and ICONA Based-GIS Mapping for Assessing the Risk of Soil Erosion: A Case of the Rudbar Basin, Iran. Environmental Earth Science, 81, 512. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10634-z>
- Ankara İli Arazi Varlığı. (1992). T.C. Tarım ve Köyişleri Bakanlığı Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü Yayınları, İl Rapor No: 06, Ankara.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S. & Williams, J.R. (1998). Large Area Hydrologic Modeling and Assessment- Part 1: Model Development. Journal of American Water Resources Association, 34, 73-89. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>

- Avcioglu, A., Bayrakdar, C., Sari, E. & Arslan Kaya, T. N. (2020). TanDEM-X12m Sayısal Yükselti Verisine Dayalı Toprak Erozyonu Tespiti (RUSLE). *Cografya Dergisi*, 41, 93-107. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-0047>
- Aykır, D. & Fıçıcı, M. (2022). Çıldır Gölü Havzasında Erozyon Risk Analizi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (9), 38-49. <https://doi.org/10.46453/jader.1144699>
- Babalık, A. A., Dursun, İ. & Yazıcı, N. (2021). Türkiye’de Erozyon Sorunu ve Erozyon Tahmininde Kullanılan Modeller. *Ziraat, Orman ve Su Ürünlerinde Araştırma ve Değerlendirmeler– I* (Ed: Cengizler, İ. & Duman, S.), Gece Kitaplığı, ISBN. 978-625-8075-39-7.
- Baskan, O., Cebel, H., Akgul, S. & Erpul, G. (2010). Conditional Simulation of USLE/RUSLE Soil Erodibility Factor by Geostatistics in a Mediterranean Catchment, Turkey. *Environmental Earth Science*, 60, 1179–1187. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0259-2>
- Batista, P.V.G., Davies, J., Silva, M.L.N. & Quinton, J.N. (2019). On the Evaluation of Soil Erosion Models: Are We Doing Enough?. *Earth-Science Reviews*, 197, 102898. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102898>
- Bayramin, İ., Dengiz, O., Başkan, O. & Parlak, M. (2003). Soil Erosion Risk Assessment with ICONA Model; Case Study: Beypazarı Area. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, 27(2), 106-116. <https://journals.tubitak.gov.tr/agriculture/vol27/iss2/7>
- Bayramin, İ., Basaran, M., Erpul, G. & Canga, M.R. (2008). Assessing the Effects of Land Use Changes on Soil Sensitivity to Erosion in a Highland Ecosystem of Semi-arid Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 140, 249–265. <https://doi.org/10.1007/s10661-007-9864-2>
- Bilgiç, S. & Er, S. (2025). Malatya İlinde ICONA Yöntemi ile CBS ve Uzaktan Algılama Tabanlı Erozyon Risk Analizi. *Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 14(1), 350-359. <https://doi.org/10.28948/ngumuh.1587977>
- Boardman, J. (2006). Soil Erosion Science: Reflections on the Limitations of Current Approaches. *CATENA*, 68 (2–3), 73-86. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.03.007>
- Borelli, P., Alewell, C., Alvarez, P... & Panagos, P. (2021). Soil Erosion Modelling: A global Review and Statistical Analysis. *Science of the Total Environment*, 780, 146494. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146494>
- Bouaziz, M., Leidig, M. & Gloaguen, R. (2011). Optimal Parameter Selection for Qualitative Regional Erosion Risk Monitoring: A Remote Sensing Study of SE Ethiopia. *Geoscience Frontiers*, 2(2), 237-245. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.03.004>
- Cerdan, O., Souchère, V., Lecomte, V., Couturier, A. & Le Bissonnais, Y. (2002). Incorporating Soil Surface Crusting Processes in an Expert-based Runoff Model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion Related to Agricultural Management. *CATENA*, 46(2-3), 189–205. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00166-7](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00166-7)
- Cürebal, İ. & Ekinci, D. (2014). Kızılkeçili Deresi Havzasında CBS Tabanlı RUSLE (3D) Yöntemiyle Erozyon Analizi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (47), 115-129. <https://doi.org/10.17211/tcd.56896>
- ÇEM. (2021). Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Faaliyetleri. T.C. Tarım ve Orman Bakanlığı Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Dengiz, O., İmamoğlu, A., Saygin, F., Göl, C., Ediş, S. & Dogan, A. (2014). İnebolu Havzası’nın ICONA Modeli ile Toprak Erozyon Risk Değerlendirmesi. *Anadolu Tarım Bilimleri Dergisi*, 29(2), 136-142. <https://doi.org/10.7161/anajas.2014.29.2.136-142>
- De Roo, A.P.J., Offermans, R.J.E. & Cremers, N.H.D.T. (1996). LISEM: A Single-Event, Physically Based Hydrological and Soil Erosion Model for Drainage Basins. II: Sensitivity Analysis. Validation and Application, *Hydrological Processes*, 10(8), 1119–1126. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199608\)10:8%3C1119::AID-HYP416%3E3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199608)10:8%3C1119::AID-HYP416%3E3.0.CO;2-V)
- Dutal, H., & Reis, M. (2020). Determining the Effects of Land Use on Soil Erodibility in the Mediterranean Highland Regions of Turkey: A Case Study of the Korsulu Stream Watershed. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192(3). <https://doi.org/10.1007/s10661-020-8155-z>
- Dutta, S. (2016). Soil Erosion, Sediment Yield and Sedimentation of Reservoir: A Review. *Modeling Earth Systems Environment*, 2(123). <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0182-y>
- Ediş, S., Aytaş, İ. & Özcan, A.U. (2021). ICONA Modeli Kullanarak Toprak Erozyon Riskinin Değerlendirilmesi: Meşeli (Çubuk/Ankara) Havzası Örneği. *Anadolu Orman Araştırmaları*

- Dergisi, 7(1), 15-22.
<https://doi.org/10.53516/ajfr.948519>
- Erpul, G., İnce, K., Demirhan, A., Küçümen, A., Akdağ, M.A., Demirtaş, İ., Sarıhan B., Çetin, E. & Şahin, S. (2020). Su Erozyonu İl İstatistikleri- Toprak Erozyonu Kontrol Stratejileri (Sürdürülebilir Arazi/Toprak Yönetimi Uygulama ve Yaklaşımları). Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü Yayınları. Ankara.
- Esmaili Gholzom, H., Ahmadi, H., Moeini, A. & Motamedvaziri, B. (2022). Soil Erosion Risk Assessment in the Natural and Planted Forests Using ICONA Model and GIS Technique. International Journal Environmental Science and Technology, 19, 3947–3962.
<https://doi.org/10.1007/s13762-021-03536-3>
- Esmaili Gholzom, H., Ahmadi, H., Moeini, A. & Motamed Vaziri, B. (2020). Erosion Risk Assessment and Identification of Susceptibility Lands Using the ICONA Model and RS and GIS Techniques. Natural Hazards Earth Syst. Sci. Discuss. [preprint].
<https://doi.org/10.5194/nhess-2020-85>
- Fıstıkoğlu, O. & Harmancıoğlu, N.B. (2002). Integration of GIS with USLE in Assessment of Soil Erosion. Water Resources Management, 16, 447–467.
<https://doi.org/10.1023/A:1022282125760>
- Flanagan, D.C. & Livingston, S.J. (1995). WEPP User Summary (USDA-Water Erosion Prediction Project). National Soil Erosion Research Laboratory, Report No:11, USA.
- Ganasri, B.P. & Ramesh, H. (2016). Assessment of Soil Erosion by RUSLE Model Using Remote Sensing and GIS- A Case Study of Nethravathi Basin. Geoscience Frontiers, 7(6), 953-961.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.10.007>
- Gholami, V., Sahour, H. & Amri, M.H.A. (2021). Soil Erosion Modeling Using Erosion Pins and Artificial Neural Networks. CATENA, 196, 104902.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104902>
- Govers, G., Gobin, A., Cerdan, O., van Rompaey, A., Kirkby, M., Irvine, B., Le Bissonais, Y., Daroussin, J., King, D. & Jones, R.J.A. (2003). Pan-European Soil Erosion Risk Assessment for Europe: The PESERA Map. JRC, Ispra, Italy.
- Güney, Y. & Turoğlu, H. (2018). Çok Ölçütlü Karar Analizi İle Erozyon Duyarlılık Çalışmalarında Erozyon Yüzeyleri Envanter Verisinin Kullanımı: Selendi Çayı Havzası Örneği. Coğrafi Bilimler Dergisi, 16(1), 105-119.
https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000193
- Hatipoğlu, İ. K. & Hatipoğlu, Ş. C. (2020). Harşit Çayı Havzası'nda ICONA ve Alternatif Olarak Geliştirilen MICONA Modellerinin Karşılaştırılması. Journal of Social Sciences and Humanities, 4(2), 108-135.
<https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/1477395>
- Hatipoğlu, İ. K. & Uzun, A. (2020). Melet Irmağı Havzası'nda Erozyon Riskinin MICONA Modeli ile Değerlendirilmesi. Türk Coğrafya Dergisi, (74), 17-31. <https://doi.org/10.17211/tcd.644135>
- ICONA. (1997). Guidelines for Mapping and Measurement of Rainfall-induced Erosion Processes in the Mediterranean Coastal Areas. Priority Action Programme Regional Activity Centre, ISBN:953- 6429-08-X. Split, Croatia.
- İkiel, C., Ustaoglu, B. & Koç, D. E. (2020). Trakya'nın Erozyon Duyarlılık Analizi. Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, (4), 1-14.
<https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/1034813>
- Laflen, J.M. & Flanagan, D.C. (2013). The Development of U. S. Soil Erosion Prediction and Modeling. International Soil and Water Conservation Research, 1(2), 1-11.
[https://doi.org/10.1016/S2095-6339\(15\)30034-4](https://doi.org/10.1016/S2095-6339(15)30034-4)
- Lal, R. (2001). Soil Degradation by Erosion. Land Degradation & Development, 12, 519-539.
<https://doi.org/10.1002/ldr.472>
- Li, P., Mu, X., Holden, J., Wu, Y., Irvine, B., Wang, F., Gao, P., Zhao, G. & Sun, W. (2017). Comparison of Soil Erosion Models Used to Study Chinese Loess Plateau. Earth-Science Reviews, 170, 17-30.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.005>
- Merritt, W.S., Letcher, R.A. & Jakeman, A.J. (2003). A Review of Erosion and Sediment Transport Models. Environmental Modelling & Software, 18(8–9), 761-799.
[https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(03\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1)
- Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M. & Iverson, L.R. (1996). Modelling Topographic Potential for Erosion and Deposition Using GIS. Int. J. Geogr. Inf. Syst., 10, 629–641.
<https://doi.org/10.1080/02693799608902101>
- Morgan, R.P.C., Morgan, D.D.V. & Finney, H.J. (1984). A Predictive Model for the Assessment of Soil Erosion Risk. Journal Agricultural Engineering Research, 30, 245–253.
[https://doi.org/10.1016/S0021-8634\(84\)80025-6](https://doi.org/10.1016/S0021-8634(84)80025-6)
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D.

- & Styczen, M.E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A Process-Based Approach for Predicting Soil Loss from Fields and Small Catchments. *Earth Surf. Process, Landforms*, 23, 527–544. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837)
- Mutlu, Y. E., Soykan, A. & Fıçıcı, M. (2021). Kille Çayı (Balıkesir) Havzasında Erozyon Risk Analizi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (6), 98-111. <https://doi.org/10.46453/jader.866903>
- Nearing, M.A., Wei, H., Stone, J.J., Pierson, F.B., Spaeth, K.E., Weltz, M.A., Flanagan, D.C. & Hernandez, M. (2011). A Rangeland Hydrology and Erosion Model. *Trans. ASABE* 54, 901–908. DOI: 10.13031/2013.37115
- Özşahin, E. (2023). Farklı Erozyon Tahmin Modellerine Göre Akarsu Sedimentasyon Miktarının Belirlenmesine Bir Örnek: Naip Barajı Havzası (Tekirdağ, Türkiye). *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (10), 1-19. <https://doi.org/10.46453/jader.1203890>
- Özvan, H., Arık, B., Şatır, O. & Bostan, P. (2022). Bendimahı Alt Havzası Potansiyel Erozyon Riskinin CORINE ve ICONA Modelleri Kullanılarak Haritalanması. *Harran Tarım ve Gıda Bilimleri Dergisi*, 26(3): 389-404. <https://doi.org/10.29050/harranziraat.1128828>
- Reis, M., Duta, H., Bolat, N. & Savacı, G. (2017). Soil Erosion Risk Assessment Using GIS and ICONA: A Case Study in Kahramanmaraş, Turkey. *Journal of Agricultural Faculty of Gaziosmanpaşa University (JAFAG)*, 34(1), 64-75. <https://doi.org/10.13002/jafag4208>
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K. & Yoder, D.C. (1997). Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). United States Government Printing Office, Washington, USA.
- Sunkar, M. & Avcı, V. (2015). Coğrafi Bilgi Sistemleri (BS) ve Uzaktan Algılama (UA) ile Hasret Dağı ve Çevresinin (Elazığ) Erozyon Duyarlılık Analizi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 13(1), 17-40. https://doi.org/10.1501/Cogbil_0000000161
- Tağıl, Ş. (2009). Çakırdere ve Yahu Dere Havzalarında (Balıkesir) Toprak Kaybının Mekânsal Dağılışı ve Etkileyen Faktörler. *Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 12 (22), 23-39. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/857184>
- Ustaoglu, B., & İkiel, C., Dutucu, A. A. & Koç, D.E. (2021). Erosion Susceptibility Analysis in Datça and Bozburun Peninsulas, Turkey. *Iran J Sci Technol Trans Sci*, 45, 557 – 570. <https://doi.org/10.1007/s40995-020-01053-5>
- Van Oost, K., Govers, G. & Desmet, P. (2000). Evaluating the Effects of Changes in Landscape Structure on Soil Erosion by Water and Tillage. *Landsc. Ecol.*, 15, 577–589. <https://doi.org/10.1023/A:1008198215674>
- Wheater, H.S., Jakeman, A.J. & Beven, K.J. (1993). Progress and Directions in Rainfall-Runoff Modelling. In *Modelling Change in Environmental Systems* (ed. Jakeman, A. J. Beck, M. B. & McAleer, M. J.), Chichester, UK: Wiley.
- Williams, J.R. & Berndt, H.D. (1977). Sediment Yield Prediction Based on Watershed Hydrology. *Transactions of the ASAE*, 20(6), 1100-1104.
- Wischmeier, W.H. & Smith, D. (1978). Predicting Rainfall-Erosion Losses-A Guide to Conservation Planning. In: *Agriculture Handbook*, No. 537, U.S. Dept. of Agric., Washington DC 58 pp.
- Yıldız, N.E. & Kahveci, B. (2024). ICONA Modeli Kullanılarak Toprak Erozyonu Riskinin Tahmin Edilmesi: Ankara İli Örneği. *Journal of Anatolian Env. and Anim. Sciences*, 9(4), 822-831. <https://doi.org/10.35229/jaes.1591959>
- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D. & Anderson, W.P. (1989). AGNPS: A Nonpoint-Source Pollution Model for Evaluating Agricultural Watersheds. *J. Soil Water Conserv.*, 44, 121–13.
- Zeybek, H.İ. (2011). Turhal Ovası ve Çevresinde Toprak Erozyonu. *Doğu Coğrafya Dergisi*, 8, 99-130. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/26620>

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

MOREN SET GÖLLERİNDE GÜNCEL POLEN DAĞILIMI: EĞRİ GÖL ve ÇEVRESİ (GEYİK DAĞLARI- ANTALYA)

Modern Pollen Distribution in Moraine-Dammed Lakes: Lake Eğri and Its Surroundings (Geyik Mountains- Antalya)

Gülan GÜNGÖR^a, Cihan BAYRAKDAR^b, Hülya CANER^c, Nurgül KARLIOĞLU KILIÇ^d

^a İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya ABD, İstanbul, Türkiye

gulangungor@outlook.com <https://orcid.org/0000-0002-1244-3453>

^b İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul, Türkiye

cihanbyr@istanbul.edu.tr <https://orcid.org/0000-0001-5542-700X>

^c İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği ABD, İstanbul

hcaner@istanbul.edu.tr <https://orcid.org/0000-0001-6197-2813>

^d İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Orman Fakültesi, Orman Botaniği ABD., İstanbul, Türkiye

nurgulk@iuc.edu.tr <https://orcid.org/0000-0002-6255-6819>

Makale Tarihçesi

Geliş 4 Mart 2025

Kabul 11 Nisan 2025

Article History

Received 4 March 2025

Accepted 11 April 2025

Anahtar Kelimeler

Polen Analizi, Moren Set Gölü, Yosun Numuneleri, Polen İzleme, Batı Toroslar

Keywords

Pollen Analysis, Moraine-Dammed Lake, Moss Samples, Pollen Monitoring, Western Taurus

Atıf Bilgisi / Citation Info

Güngör, G., Bayrakdar, C., Caner, H. & Karlioğlu Kılıç, N. (2025) Moren Set Göllerinde Güncel Polen Dağılımı: Eğri Göl ve Çevresi (Geyik Dağları- Antalya) / Modern Pollen Distribution in Moraine-Dammed Lakes: Lake Eğri and Its Surroundings (Geyik Mountains- Antalya), Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2025 (14): 146-164.

doi: 10.46453/jader.1651170

ÖZET

Yosun ve göl yüzey örnekleri, hem günümüzdeki polen dağılımı ile iklim değişkenleri arasındaki ilişkiyi anlamaya hem de polen ve bitki örtüsü dağılımının, fosil polen kayıtlarının yorumlanmasında bir karşılaştırma modeli olarak kullanılmasına olanak tanımaktadır. Bu çalışma kapsamında Batı Toroslar'ın en doğu ucu olan Geyik Dağları'nda 2070 m seviyesindeki Eğri Göl'den 18 cm karot ve göle yakın 9 noktadan kara yosunu numunesi alınarak bölgenin güncel polen dağılımı incelenmiştir. Bu çalışmanın amacı, Eğri Göl ve çevresinde yapılacak fosil polen çalışmalarına altlık sağlamak ve bölgenin genel güncel polen dağılımı hakkında veri elde etmektir. Sediman örneklerinin polen analizi için laboratuvar metodolojisinde "klasik yöntem" kullanılırken yosun örneklerinin polen analizinde EPMP (European Pollen Monitoring Programme-Avrupa Polen İzleme Programı)'nin laboratuvar metodolojisi takip edilmiştir. Polen analizi için seçilen 0, 7 ve 16 cm örneklerinde 3 Gymnospermae (Açık tohumlular) ve 28 Angiospermae (Kapalı tohumlular) cins/familyasından otsu, odunsu ve çalı taksonları teşhis edilmiştir. Arboreal (odunsu) polenler ve non- arboreal (otsu) polen yüzdesi dağılımı incelendiğinde; odunsu bitki polen yüzdesi %30- 45 aralığında, otsu bitki polen yüzdesi %55 ile %70 arasında değişiklik göstermektedir. Yosun numunelerinde ise 4 Gymnospermae ve 21 Angiospermae cins/familyasından otsu, odunsu ve çalı taksonları teşhis edilmiştir. Açık tohumlu bitkilerden *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Juniperus* sp. ve *Pinus* sp. polenleri sayılmıştır. Kapalı tohumlu bitkilerden ise *Alnus* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Quercus cerris* tip (yaprak döken meşeler grubu), *Quercus ilex* tip (herdem yeşil meşeler grubu) ve *Salix* sp. odunsu taksonlar içerisinde sayılırken; *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Aster* tip, *Artemisia* sp., *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Euphorbia* sp., *Fabaceae*, *Galium* sp., *Lamiaceae*, *Plantago* sp., *Poaceae*, *Polygonaceae* ve *Sanguisorba* sp. otsu taksonları tespit edilmiştir. Bu çalışma ile Eğri Göl ve yakın çevresinde gerçekleştirilecek fosil polen çalışmaları için güncel polen veri seti oluşturulmuştur. Sonuç olarak, Eğri Göl çevresindeki bitki örtüsünün geçmişteki değişimlerini anlamak açısından bu polen analizleri önemli veriler sunmuş ve çevresel dinamikleri açıklamaya katkıda bulunmuştur.

ABSTRACT

Moss and lake surface samples are widely used both to understand the relationship between modern pollen distribution and climatic variables, and to serve as a comparative model for interpreting fossil pollen records based on vegetation and pollen distribution patterns. In this study, 18 cm core and moss samples were taken from 9 points close to the lake and the current pollen distribution of the region was examined from Lake Eğri at 2070 m level in Geyik Mountains, the easternmost tip of Western Taurus Mountains. The aim of this study is to provide a baseline for future fossil pollen studies in Lake Eğri and its surroundings and to obtain data on the general modern pollen distribution of the region. In the laboratory methodology for pollen analysis, the "classical method" was used for sediment samples, while the European Pollen Monitoring Programme (EPMP) laboratory methodology was followed for moss samples.

In the samples selected for pollen analysis at 0, 7, and 16 cm depths, a total of 3 Gymnospermae (Gymnosperms) and 28 Angiospermae (Angiosperms) taxa, including herbaceous, woody, and shrubby species, were identified at the genus/family level. An examination of the arboreal (woody) and non-arboreal (herbaceous) pollen percentages revealed that arboreal pollen ranged between 30% and 45%, while non-arboreal pollen varied between 55% and 70%. In the moss samples, a total of 4 Gymnospermae (Gymnosperms) and 21 Angiospermae (Angiosperms) taxa, including herbaceous, woody, and shrubby species, were identified at the genus/family level. Among the gymnosperms, pollen grains of *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Juniperus* sp., and *Pinus* sp. were recorded. Woody ngiosperm taxa included *Alnus* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Quercus cerris* type (deciduous oaks), *Quercus ilex* type (evergreen oaks), and *Salix* sp. Herbaceous taxa were represented by members of the families and genera: Amaranthaceae, Apiaceae, *Aster* type, *Artemisia* sp., Caryophyllaceae, Cichorioideae, *Euphorbia* sp., Fabaceae, *Galium* sp., Lamiaceae, *Plantago* sp., Poaceae, Polygonaceae and *Sanguisorba* sp.. Within the shrub component, only the family Cistaceae was identified. This study has established a modern pollen dataset for future fossil pollen investigations to be conducted in Lake Eğri and its surroundings. Consequently, the pollen analyses presented here provide valuable insights into past vegetation dynamics around Lake Eğri and contribute to the interpretation of environmental changes in the region.

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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

In addition to the high pollen production of plants, the distinct morphological structures of pollen grains and their ability to be preserved for thousands of years in anoxic environments make them a key proxy for understanding not only past vegetation changes but also climate variability and anthropogenic impacts (Moore et al., 1991; Bell & Walker, 2014; Roberts, 2014). Lakes are considered the most suitable environments for pollen accumulation and preservation, as the pollen composition in lake sediments reflects the surrounding vegetation in the landscape. However, the relationship between pollen and vegetation is influenced by taxonomic differences in pollen productivity and dispersal characteristics, as well as by the size and type of the sedimentary basin (Andersen, 1970; Sugita, 1994). Considering these factors, modern pollen monitoring studies are crucial for accurately interpreting the relationship between sedimentary pollen assemblages and surrounding vegetation, and for producing more realistic reconstructions of past vegetation dynamics. Moss and lake surface samples are widely used both to understand the relationship between modern pollen distribution and climate variables, and as a comparative model for interpreting fossil pollen records in the context of present-day

pollen and vegetation distribution (Gaillard et al., 1994; Prentice et al., 1996; Räsänen et al., 2004). The aim of this study is to provide a basis for fossil pollen studies to be conducted in and around Lake Eğri and to reveal the general modern pollen distribution of the region. The study area, Lake Eğri, is located at an elevation of 2070 meters on the northern slope of the Geyik Mountains, which extend approximately 40 km north of the Mediterranean coast. The glaciers, which still persist in the cirques north of the Geyik Mountain summit, advanced approximately 6 km northward during the Last Glacial Maximum. The frontal moraines they formed created a natural dam in front of a stream, leading to the formation of Lake Eğri, which is recognized as the largest moraine-dammed lake in Anatolia (Keserci et al., 2023; Çılğın et al., 2024).

The surroundings of Lake Eğri are located within the Mediterranean phytogeographical region (Avcı, 1993). Vegetation in the study area and its vicinity can be classified into three main types: forest formations, shrub formations (maquis), and alpine vegetation. On the southern side of Lake Eğri, plant communities vary greatly from the Mediterranean coast up to the summit of Geyik Mountain. Sand dune vegetation occurs along the Mediterranean coast, with species such as *Pancratium*

maritimum L. and *Fumana arabica* (L.). The maquis species, which is widely distributed between 0–500 meters, disappears around 1000 meters elevation. Common species within this formation include *Pistacia terebinthus* L., *Paliurus spina-christi* Mill., *Arbutus andrachne* L., *Quercus coccifera* L., *Olea europaea* L., *Myrtus communis* L., and *Phillyrea latifolia* L. Up to 1600–1700 meters, forest formations composed of both coniferous and deciduous tree species are observed. The dominant species in these forests are *Abies cilicica* (Antoine & Kotschy) Carrière, *Cedrus libani* A. Rich., *Pinus nigra* J.F. Arnold, *Pinus brutia* Ten., and *Juniperus* sp. In the alpine vegetation zone, which is widespread around Lake Eğri, plant communities are particularly common in open areas above 1800–2000 meters, where the forest line ends. Dominant species in this zone include *Silene* L., *Astragalus creticus* Lam., *Anemone* L., and *Marrubium globosum* Montbret & Aucher ex Benth. (Şanda, 2006; Akkurt & Avci, 2019; Akkurt, 2020). In contrast, the northern part of Lake Eğri is more influenced by a continental climate, where oak and juniper species are more prevalent. Notable taxa in this area include *Quercus cerris* L., *Quercus infectoria* Oliv., *Quercus trojana* Webb, and *Juniperus excelsa* M. Bieb. As a result, in the southern part of the research area and its surroundings, the Mediterranean forest formation, which is richer in species, is widespread due to the influence of the Mediterranean climate, while in the northern part forest communities with significantly changing floristic composition due to the influence of the continental climate are dominant.

Methods and Materials

To examine both the modern pollen distribution and the pollen retention capacity of a moraine-dammed lake, a short sediment core (K2) was extracted from the most suitable shore of Lake Eğri. The coring site was selected based on the lake's highest clay-silt content, which ensures optimal pollen retention. Using a 30 cm coring tube, an 18 cm-long sediment sample was collected from this location. To determine the modern pollen distribution, moss samples were collected from nine locations at different elevations ranging from 1339 m to 2084 m. Among these, three samples were taken from

forest edges, while six were obtained from open areas (Y1, Y2, Y3, Y4, Y5, Y6, Y7, Y8, and Y9). In the collection strategy of moss samples, easy accessibility, availability in different environments such as forest areas, open areas and locations that change depending on altitude were taken into consideration. Special attention was given to sampling in November, after the pollination season had ended, to ensure accurate pollen representation in the moss samples.

For pollen analysis, the core taken from the field was split in two in the laboratory, and 2-gram sediment samples were taken from depths of 0, 7 and 16 cm where lithologically significant color and texture differences were found. The "classical method" was applied in the laboratory methodology for pollen analysis of sediment samples (Erdtman, 1954; Moore et al., 1991). The laboratory methodology applied to the moss samples followed the principles of EPMP (Hicks et al., 1996).

Results

In the 0, 7 and 16 cm samples selected for pollen analysis, herbaceous, woody and shrub taxa from 3 Gymnospermae (Gymnosperms) and 28 Angiospermae (Angiosperms) genera/families were identified. At least 530 pollen counts were made at three levels determined in the core. Based on the pollen diagram, *Pinus* sp. is represented within Gymnospermae woody plant taxa with a pollen percentage ranging between 15% and 25%. Given that the lake is located beyond the upper forest limit, this dominance is attributed to the presence of air sacs in the pollen grains of *Pinus* sp., which allow them to remain airborne for extended periods and travel long distances. Other taxa with air-sac-bearing pollen in the diagram include *Abies* sp. and *Cedrus* sp.; however, their percentage does not exceed 5%. This is because, despite having air sacs, these species do not produce pollen in quantities as high as *Pinus* sp. Additionally, *Acer* sp., *Alnus* sp., *Juglans* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Salix* sp., and *Vitis* sp. are present at low percentages, around 1%. While the *Quercus cerris* type (deciduous oaks group) increases up to 5%, the *Quercus ilex* type (evergreen oaks group) distributes between 1–2%. In the pollen diagram, herbaceous plant

taxa exhibit the highest pollen percentage within the Angiospermae taxa. Due to the lakes location in the alpine zone, pollen from surrounding herbaceous species is dominant. The families *Amaranthaceae* and *Apiaceae*, along with *Aster* type and *Artemisia* sp., show an increase of up to 5%. Pollen from *Brassicaceae*, *Centaurea* sp., *Euphorbiaceae*, *Fabaceae*, *Galium* sp., *Lamiaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Rumex* sp., *Sanguisorba* sp., and *Vitis* sp. ranges between 1% and 5%, while *Ericaceae* is present at 1%. Among the recorded taxa, *Cichorioideae* stands out as the most abundant pollen type, reaching up to 20%, while *Plantago* sp., a key indicator of livestock activity, is the second most dominant pollen type, with a percentage of 15%. Additionally, *Poaceae* pollen, which is significant both for agricultural activities and as a naturally occurring taxon around the lake, is observed at 5%.

In each moss sample, a minimum of 250 pollen grains and 50 *Lycopodium* spores were counted. The lower pollen concentration observed in the moss samples is attributed to their pollen retention capacity being inferior to that of sediment, resulting in reduced pollen accumulation (Lisitsyna et al., 2012). In the moss samples, a total of 4 Gymnospermae (conifers) and 21 Angiospermae (flowering plants) genera/families were identified, including herbaceous, woody, and shrub taxa. Among the gymnosperms, pollen from *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Juniperus* sp., and *Pinus* sp. was recorded. Within the angiosperms, the woody taxa identified include *Alnus* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Quercus cerris* type (deciduous oak group), *Quercus ilex* type (evergreen oak group), and *Salix* sp. Herbaceous taxa identified include *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Aster* type, *Artemisia* sp., *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Euphorbia* sp., *Fabaceae*, *Galium* sp., *Lamiaceae*, *Plantago* sp., *Poaceae*, *Polygonaceae*, and *Sanguisorba* sp. Among the shrub formations, only the *Cistaceae* family was identified. The pollen analysis of moss samples revealed that *Pinus* sp. consistently had the highest pollen percentage across all samples, followed by *Cedrus* sp., *Abies* sp., and *Quercus* sp. in varying proportions. In general, arboreal (woody) pollen dominated the samples, ranging from 55% to 97%, with the highest percentages observed in samples

collected from forested areas. Conversely, non-arboreal (herbaceous) pollen ranged between 3% and 45%, with *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Cichorioideae*, *Caryophyllaceae*, and *Plantago* sp. being the most prominent herbaceous taxa. Notably, Y6 and Y7 samples, taken from opposite shores of Lake Eğri, exhibited similar pollen compositions, demonstrating the lakes role in pollen accumulation. These findings highlight the influence of surrounding vegetation and site conditions on modern pollen distribution.

HCA (Hierarchical Cluster Analysis) was performed in R software (R Core Team, 2024) using the *hclust* function based on Euclidean distance. The clustering results indicate that core levels formed distinct clusters within themselves, while moss samples also exhibited separate clustering patterns. Samples Y2-Y3, Y5-Y6-Y9 and Y8-Y4-Y7 are clustered together. Although Y6 and Y7 were collected from opposite shores of Lake Eğri, they did not cluster with the sediment samples. Instead, sediment and moss samples merged at a higher hierarchical level (i.e., at a greater Euclidean distance), indicating that they belong to distinct groups. This differentiation is primarily attributed to the differing pollen retention capacities of moss and sediment samples (Lisitsyna et al., 2012).

PCA (Principal Component Analysis) reduces the variability between samples to two principal axes and pollen grains with similar properties are classified into three different clusters with K-Means clustering analysis. PCA was performed with the *prcomp* function (R Core Team, 2024). Three different clusters (K1: red, K2: blue, K3: black) were detected in the graph. Cluster 1 (Red) included taxa such as *Cedrus* sp., *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Plantago* sp. Especially *Cedrus* sp. is positioned quite differently from other taxa, which is the result of the unique distribution of the species in both moss and sediment samples. It was determined that these taxa were concentrated in more certain regions compared to others and did not show much commonality with other samples. Cluster 2 (Blue), *Pinus* sp. is located at the far end of the graph. This shows that *Pinus* sp. is distributed quite differently from other pollen grains and is overly dominant in certain

samples. As a result, *Pinus* sp. It was determined that it was a taxon that was concentrated very clearly alone compared to other taxa. In Cluster 3 (Black), taxa such as *Abies* sp., *Alnus* sp., *Galium* sp. and Amaranthaceae were collected. Being close to the center showed that these species were distributed more evenly and widely among different samples. As a result, these taxa have a more homogeneous distribution in moss and sediment samples.

Discussion and Conclusions

Pollen analyses were conducted on a short core retrieved from Lake Eğri and moss samples collected from nine different locations at varying elevations. The study compared two different sample types with distinct pollen accumulation capacities: moss and sediment. The results indicate that woody plant pollen is particularly abundant in the moss samples, whereas herbaceous plant pollen dominates across all levels in the sediment sample. Notably, moss samples Y4, Y5, Y6, Y7, Y8, and Y9, despite being collected from open areas, exhibit a remarkably high percentage of woody pollen. This suggests that herbaceous taxa are less likely to be transported over long distances due to the canopy effect. When comparing the two different pollen sampling techniques, two key conclusions can be drawn. First, the dominance of woody pollen in the moss samples indicates that herbaceous taxa may not be efficiently dispersed due to the presence of a tree canopy. Second, lakes, both in their surface sediments and core samples, better reflect the surrounding vegetation composition. Furthermore, the study confirms that high-altitude, mountainous lakes such as Lake Eğri have a high pollen accumulation capacity. This study provides a modern pollen dataset for future fossil pollen analyses planned for Lake Eğri, as well as for other paleoecological studies in the surrounding region. Ultimately, the pollen analyses presented in this research offer valuable insights into past vegetation changes around Lake Eğri, contributing to a better understanding of environmental dynamics in the region.

Acknowledgements

This study is derived from the doctoral dissertation currently being prepared by the first author. It was also supported by the Scientific Research Projects Coordination Unit of Istanbul University (Project No: SDK-2023-40275) and was presented as an oral presentation at the International Geomorphology Symposium (IJES 2024).

1. GİRİŞ

Fosil polen alışmaları, Kuvaterner döneminde iklim değişikliklerine karşı vejetasyonun tepkilerini yeniden yapılandırmak, bazı taksonların fitocoğrafik modellerini oluşturmak ve geçmiş iklim parametrelerini tahmin etmek amacıyla kullanılmaktadır. Bitkilerin polen üretimlerinin fazla olmasının yanında polenlerinin morfolojik yapısının birbirine benzememesi, oksijensiz ortamlarda binlerce yıl varlıklarının korunabilir olması; geçmiş dönem bitki örtüsü değişimlerinin yanı sıra iklim değişimleri ve insan etkisinin anlaşılmasında önemli bir anahtar niteliğindedir (Moore vd., 1991; Bell & Walker, 2014, Roberts, 2014).

Göller polen birikimi ve korunumu açısından en ideal ortamlardır, göl tortularındaki polen bileşimi çevredeki peyzajda bulunan bitki örtüsünün bir yansımasıdır. Ancak polen-bitki örtüsü ilişkisi, polen üretkenliği ve dağılım özelliklerindeki taksonomik farklılıklardan ve ayrıca tortul havzanın boyutu ve türünden etkilenir (Andersen, 1970; Sugita, 1994). Bu faktörler göz önüne alındığında tortul birikimindeki polen ile çevredeki vejetasyonun özellikleri arasındaki ilişkiyi anlayabilmek ve geçmiş vejetasyon özelliklerinin rekonstrüksiyonunu daha gerçekçi üretmek ve yorumlamak için güncel polen izleme çalışmaları oldukça önemlidir.

Bu amaçla 1996 yılında Finlandiya’da yapılan toplantı sırasında Avrupa’nın farklı bölgelerinde polen birikimini izlemek için EPMP (European Pollen Monitoring Programme-Avrupa Polen İzleme Programı) kurulmuştur. Programın temel amacı, farklı bölgelerde yapılacak güncel polen izleme sonuçlarının karşılaştırılması ve elde edilen bu sonuçları fosil polen topluluklarını yorumlamada kullanmak amacıyla veri tabanının oluşturulmasıdır. İlk toplantıda, güncel polen izleme çalışmalarında kullanılacak materyal ve yöntemleri standartlaştıran bir protokol hazırlanmıştır (Hicks vd., 1996). Türkiye’nin güncel polen izleme çalışmalarına ilk kez katılımı Karlıoğlu (2011) ile olmuştur. Bu alışmada, EPMP protokolüne uygun olarak Tauber tipi polen tuzakları ile Eylül 2007- 2009 yılları arasında Belgrad ve Istranca ormanlarında güncel polen dağılımı ortaya konulmuştur. Daha sonraki

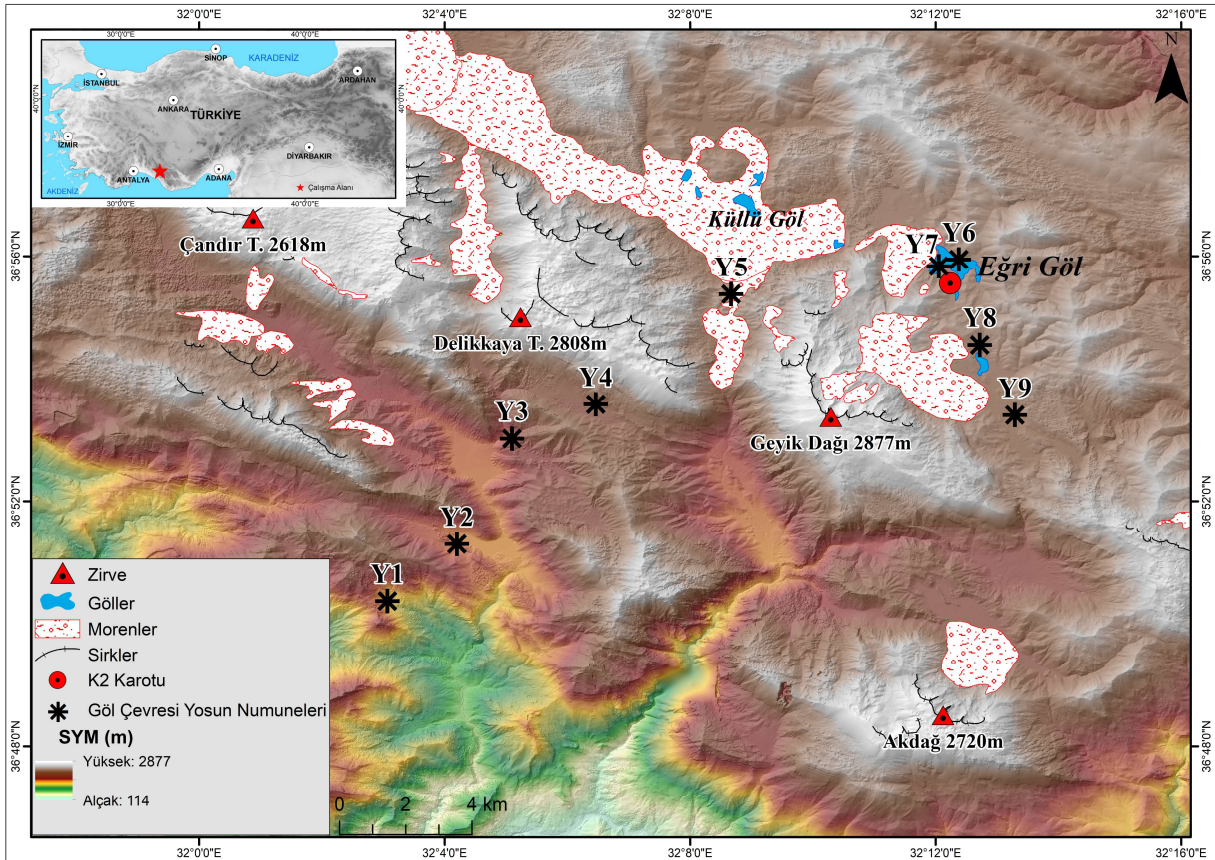
yıllarda güncel polen izleme alışmaları Türkiye’nin farklı bölgelerinde devam etmiştir (Karlıoğlu & Akkemik, 2012; Karlıoğlu vd., 2014; Karlıoğlu vd., 2015; Karlıoğlu Kılıç vd., 2018; şenkul vd., 2018; şenkul, 2018; şenkul ve Doğan, 2018; Karlıoğlu Kılıç, 2019; Karlıoğlu Kılıç vd., 2019; şenkul & Karlıoğlu Kılıç, 2019; Karlıoğlu Kılıç vd., 2021; Doğan & şenkul, 2022; Karlıoğlu Kılıç vd., 2022; Karlıoğlu Kılıç vd., 2023; Yılmaz Dağdeviren & Karlıoğlu Kılıç, 2023).

Tauber polen tuzağı güncel polen örnekleri toplamak için yaygın olarak kullanılan bir tekniktir ve bir diğer güncel polen toplama yöntemi olan yosun örneklerine göre avantajı, polen yüzdelerine ek olarak polen birikim oranlarının (Pollen Accumulation Rates- PAR; $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ tane birikimi) hesaplanabilmesini olanaklı kılmaktadır. Ancak, yalnızca 1-2 yıllık Tauber polen tuzağı verileri temsil edici olmadığı için yıllık olarak toplanan uzun vadeli ve kesintisiz bir veri serisine ihtiyaç vardır. Ayrıca, yoğun bir tuzak ağıyla bu verileri toplamak, yosunlar veya göl yüzeyi örneklerine kıyasla çok daha fazla zaman gerektirir (Hicks, 2003; Räsänen vd., 2004). Özellikle açık arazilerde kurulan Tauber polen tuzakları; hayvanlar, rüzgâr veya diğer çevresel etkenler nedeniyle zarar görme olasılığı yüksektir (Hicks vd., 1996; Topuz vd., 2019; Doğan & şenkul, 2022). Yosun ve göl yüzey örnekleri hem günümüzdeki polen dağılımı ile iklim değişkenleri arasındaki ilişkiyi anlamaya hem de günümüzdeki polen ve bitki örtüsü dağılımının, fosil polen kayıtlarını anlamak için bir karşılaştırma modeli olarak yaygın şekilde kullanılmaktadır (Gaillard vd., 1994; Prentice vd., 1996; Räsänen vd., 2004). Çalışma alanını oluştıran Geyik Dağları çevresine en yakın fosil polen alışması Beyşehir Gölü’nde yapılmıştır (van Zeist vd., 1975; Bottema & Woldring, 1984). Beyşehir Gölü’nden elde edilen fosil polen kayıtları ve yosun örnekleri ile bölgenin 6500 yıllık paleoekolojik ve paleoklimatik rekonstrüksiyonu üretilmiştir. Holosen boyunca orman örtüsünün belirgin değişimler geçirdiğini gösteren polen analizleri, bu dönüşümlerin iklimsel süreçlerin yanı sıra insan kaynaklı etkilere de önemli ölçüde etkilendiğini ortaya

koymuştur. Ancak, örnekleme alanının Beyşehir Gölü'ne olan mesafesi, yükselti farkı ve çevresel koşullar dikkate alındığında, Beyşehir Gölü'nden elde edilen fosil polen kayıtlarının, bu araştırma alanının paleovejetasyon ve paleoiklim özelliklerini temsil etme açısından yeterli olmadığı görülmektedir. Ayrıca bölgede güncel polen izleme çalışması da bulunmamaktadır. Bu sebepler göz önüne alındığında bu çalışma kapsamında Eğri Göl'den 18 cm karot ve göle yakın 9 noktadan kara yosunu numunesi alınarak bölgenin güncel polen dağılımı incelenmiştir. Bu çalışmanın amacı, Eğri Göl ve çevresinde yapılacak fosil polen çalışmalarına altlık sağlamak ve bölgenin genel güncel polen dağılımını ortaya koymaktır.

1.1. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Araştırma alanı olarak seçilen Eğri Göl, Akdeniz'in 40 km kuzeyinde uzanan Geyik Dağları'nın kuzey yamacında 2070 metre yükseltide yer almaktadır. Geyik Dağları, Batı Toroslar'ın doğusunda KB-GD istikametinde 75 km uzunluğunda ve 15 km genişliğindeki bir alanda Geç Pleyistosen buzul ilerlemelerinin izlerinin net ve yaygın bir şekilde görüldüğü Anadolu'nun önemli buzullaşma sahalarından biridir. Büyük ölçüde Jura- Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Geyik Dağları'nın zirvesi kütlenin doğusunda yer alan ve dağ ile aynı adı taşıyan 2877 m yükseltiye sahip Geyik Dağı Tepesidir (Şekil 1).



Şekil 1: Çalışma alanı (Keserci, 2023; Çılğın vd., 2024'den değiştirilerek) / **Figure 1:** Study area (modified from Keserci, 2023; Çılğın et al., 2024).

Geyik Dağları, büyük ölçüde kuzeye bakan sirkler ve bunların önünde tazeliğini koruyan belirgin cephe ve yanal morenler ile Anadolu'daki en tipik tümseksi morenlerin görüldüğü sahadır (Arpat & Özgül 1972; Çiner vd., 1999; Çiner vd., 2015; Sarıkaya vd., 2017; Şimşek vd., 2019; Keserci vd., 2023; Çılğın vd., 2024). Batı Toroslar'da paleo buzulların en geniş alana yayıldığı Geyik Dağları'nda, güncel bir buzulun varlığı ilk olarak Keserci vd. (2023)

tarafından tespit edilmiştir. Bu çalışma ile Geyik Dağı zirvesinin kuzeyinde yer alan sirklerde 2 ayrı noktada 8030 (± 480) m² alana sahip güncel buzul varlığı literatüre kazandırılmıştır (Keserci vd., 2023) (Şekil 2). Geyik Dağı zirvesinin kuzeyindeki sirklerde halen varlığını koruyan bu buzullar Son Buzul Maksimumunda 6 km kadar kuzeye doğru yönelmişler ve oluşturdukları cephe morenleri bir akarsuyunun önünde set oluşturarak Anadolu'da bilinen en büyük moren

setti gölü olan Eğri Göl'ü oluşturmuşlardır (şekil 2) (Keserci vd., 2023; Çılğın vd., 2024). Eğri Göl, 50 ha yüzölçümüne ve 8-10 m arasında değişen bir derinliğe sahiptir (Kaymakçı Başaran &

Egemen, 2006). Göl, mevsimlik küçük akarsuların yanı sıra büyük ölçüde yüzeysel akış ve yeraltı suları ile beslenmektedir.



şekil 2: Eğri Göl çevresindeki buzul morfolojisine ait üniteler ve karot lokasyonu / **Figure 2:** Units and core locations of the glacial morphology around Lake Eğri.

Eğri Göl'e en yakın ve uzun dönemli rasata sahip meteoroloji istasyonlarının (Hadim, Alanya ve Akseki) uzun dönem aylık toplam yağış verilerine bakıldığında Akdeniz ikliminin tipik özelliği olarak en fazla yağış kış döneminde en az yağış ise yaz döneminde düşmektedir (şekil 3). Seçilen üç metroloji istasyonunda ilkbahar sonları ve yaz ayları itibari ile toplam yağış miktarları 50 mm'nin altına düşmektedir. Çalışma sahası ve yakın çevresindeki yağışın dağılışına bakıldığında ise, Geyik Dağı zirvesi çevresinde 1800 mm'nin üzerine çıktığı görülür (şekil 3).

İstasyonların uzun yıllar sıcaklık ortalamaları incelendiğinde sıcaklık değerlerinde rakım seviyelerine bağlı olarak en düşük yıllık ortalama sıcaklığın Hadim istasyonunda 9,9°C, Akseki istasyonunda 13°C ve kıyıda yer alan Alanya istasyonunda ise 19,6°C olduğu görölmektedir (şekil 4). Sıcaklıkların bölgedeki dağılışı incelendiğinde; kıyı bölgelerinde en yüksek sıcaklıkların görüldüğü gözlemlenmiştir. Bu farkı yaratan sebep ise istasyonların deniz seviyesinden olan yükseltileridir (şekil 4).

Çalışma sahasının yıllık hâkim rüzgâr hız ve yönlerine ilişkin veri elde edebilmek amacıyla

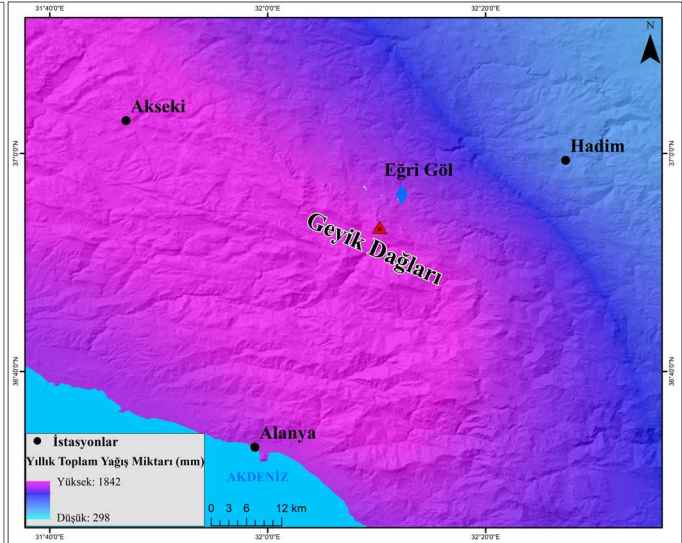
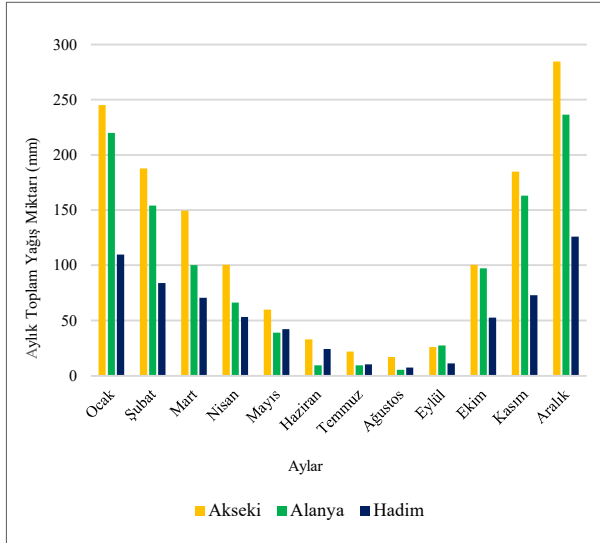
Alanya, Hadim, Akseki, İbradi, Manavgat, Serik, Taşkent, Bozkır ve Gündoğmuş istasyonlarının kısa (13 yıldan fazla) ve uzun (30 yıl üzeri) dönemli rüzgâr verileri değerlendirilmiştir. Bunun sonucunda Eğri Göl yakın çevresinde yıllık hâkim rüzgâr yönünün kuzeydoğu-doğu yönlü olduğu belirlenmiştir. Rüzgâr yönü yıl içerisinde mevsimler arasında değişiklik gösterebilmektedir. Özellikle sonbahar ve kış aylarında Akdeniz üzerinden gelen cephe sistemleri ve yağışlı dönemlerde Eğri Göl'ün bulunduğu Geyik Dağları üzerinde güneyli hava akımları egemendir. Bu durum, Eğri Göl havzasına taşınan polen bileşiminde mevsimsel değişkenliğe yol açmakta olup, rüzgâr dinamikleri gölün polen toplama kapasitesini etkilemiştir.

Geyik Dağları ve Akdağ, Akdeniz Bölgesi'ndeki 36 Önemli Bitki Alanlarından biridir ve florasında yaklaşık 1000 takson kayıtlıdır (Duman, 2005). Bölge, Davis'in "Flora of Turkey and East Aegean Islands (Türkiye ve Doğu Ege Adaları Florası)" adlı eserinde belirtilen karelaj sistemine göre C3 ve C4 karesine girmektedir (Davis, 1988). Bu kareler Türkiye'deki endemik bitki sayısı en fazla olan alanlardandır (Avcı,

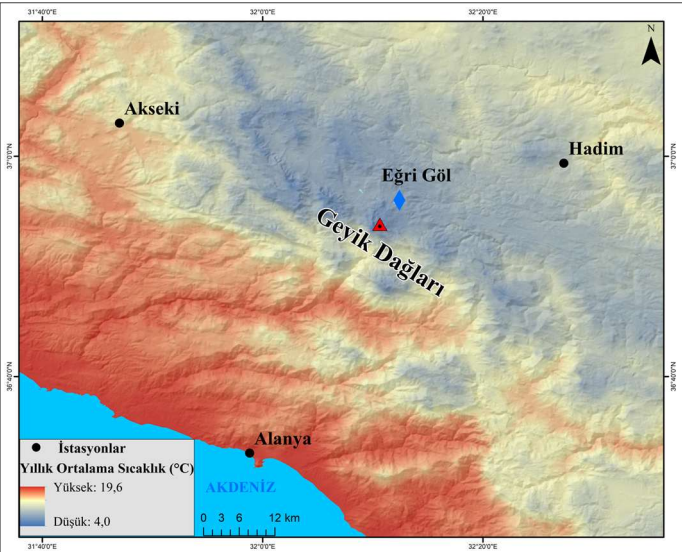
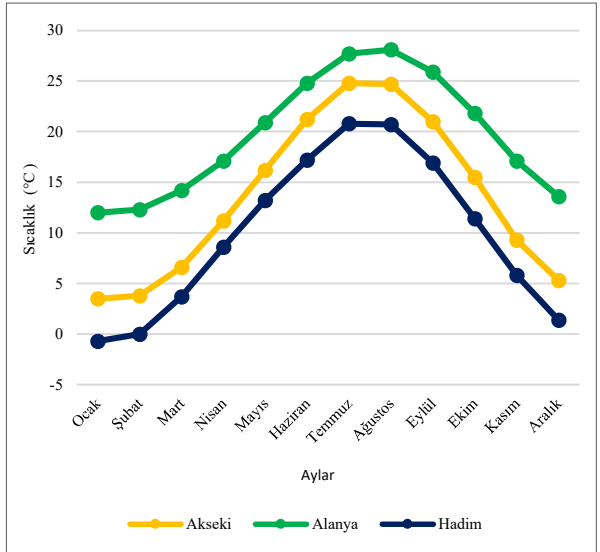
2005). Eğri Göl çevresi Akdeniz fitocoğrafya bölgesi içerisinde yer almaktadır (Avcı, 1993).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde bitki toplulukları: orman formasyonu, çalı

formasyonu (maki formasyonu) ve alpin bitkiler olarak ayrılmaktadır. Eğri Göl'ün güney kısmında Akdeniz kıyısından başlayıp Geyik Dağı zirvesine kadar bitki toplulukları çeşitlilik göstermektedir (Şekil 5).



Şekil 3: Çalışma alanına yakın seçilen istasyonlarda yağışın aylara göre değişimi ve inceleme alanında yağışın dağılışı / **Figure 3:** Changes in precipitation according to months at selected stations close to the study area and distribution of precipitation in the study area.



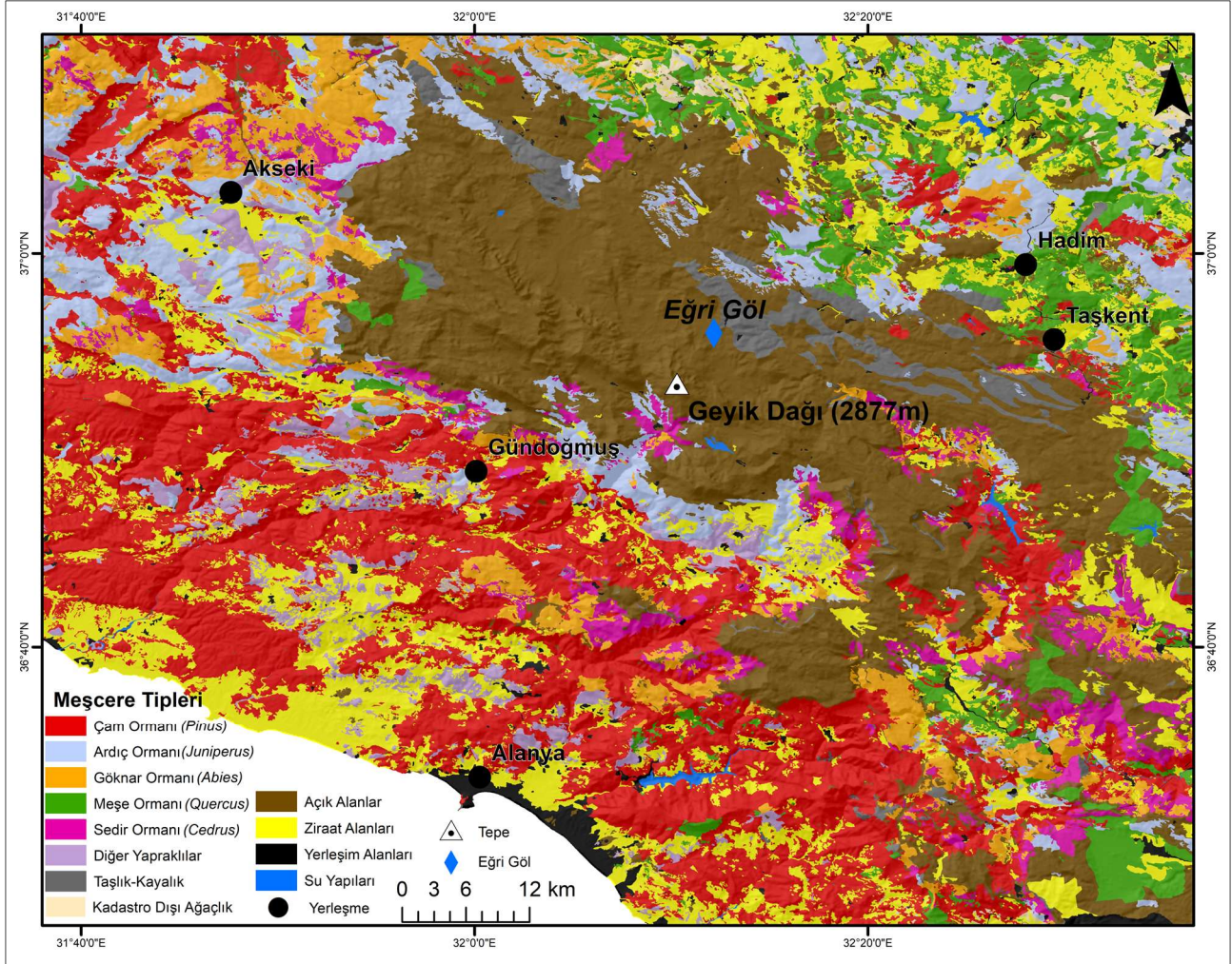
Şekil 4: Çalışma alanına yakın seçilen istasyonlarda sıcaklığın aylara göre değişimi ve inceleme alanında sıcaklığın dağılışı / **Figure 4:** Monthly temperature changes at selected stations close to the study area and temperature distribution in the study area.

Akdeniz kıyısında kumullar üzerinde tutunan kumul bitkileri ve bunlar içerisinde *Panocratium maritimum* L., *Fumana arabica* (L.) Spach yayılış göstermektedir. 0-500 m arasında yaygın dağılışı gösteren maki türleri 1000 m'lerde ortadan kalkmaktadır. Bu formasyonun yaygın bitkilerini *Pistacia terebinthus* L., *Paliurus spina-christi* Mill., *Arbutus andrachne* L., *Quercus coccifera* L., *Olea europaea* L., *Myrtus communis* L., *Phillyrea latifolia* L. oluşturmaktadır. 1600-1700 metre yüksekliğe kadar iğne yapraklı ve yaprak dökken

ağaçlardan oluşan orman formasyonu yer almaktadır. Orman formasyonu içerisinde en yaygın türler ise *Abies cilicica* (Antoine & Kotschy) Carrière, *Cedrus libani* A. Rich., *Pinus nigra* J.F. Arnold, *Pinus brutia* Ten., *Juniperus* sp. yer almaktadır (Şekil 5). Çalışma alanı Eğri Göl ve çevresinde alpin bitki formasyonu yaygındır. Özellikle orman sınırının bittiği 1800-2000 m üstünde açık alanlarda yayılış gösterirler. Bu vejetasyonda hâkim olan bitki türlerini *Silene* L., *Astragalus creticus* Lam., *Anemone* L. ve

Marrubium globosum Montbret & Aucher ex Benth. (Şanda, 2006; Akkurt & Avcı, 2019; Akkurt, 2020) oluşturmaktadır. Eğri Göl'ün kuzeyinde ise karasal iklimin etkisi ile meşe ve ardıçlar daha yaygındır (Şekil 5). Özellikle *Quercus cerris* L., *Quercus infectoria* Oliv., *Quercus trojana* Webb, *Juniperus excelsa* M. Bieb. yayılış

göstermektedir. Sonuç olarak, araştırma alanı ve çevresinde güney kesimde Akdeniz ikliminin etkisiyle türce daha zengin Akdeniz orman formasyonu yayginken, kuzey kesimde karasal iklimin etkisiyle floristik bileşimi belirgin olarak değişen orman toplulukları egemendir.



Şekil 5: Eğri Göl çevresindeki belli başlı ağaç türlerinin dağılışı (Orman Genel Müdürlüğü-2017) / **Figure 5:** Distribution of major tree species around Lake Eğri (General Directorate of Forestry-2017).

2. MATERYAL VE YÖNTEM

2.1. Materyal

Eğri Göl ve çevresinin hem güncel polen dağılımını hem de bir moren set gölünün polen tutma kapasitesini ortaya koymak için gölün en uygun kıyısından kısa bir karot (K2) alınmıştır. Karot için gölün kil-silt içeriği en yüksek ve polen tutulumunun mümkün olduğu kıyından 30 cm boru kullanılarak 18 cm uzunluğunda sediman numunesi alınmıştır. Güncel polen dağılımının belirlenmesinde 1339 m ile 2084 m arasında farklı yükseltilerde ve 3 tanesi orman kenarında 6 tanesi açık alanda olmak üzere

toplam 9 noktadan yosun örneği (Y1, Y2, Y3, Y4, Y5, Y6, Y7, Y8 ve Y9) toplanmıştır. Yosun örneklerinin toplanma stratejisinde kolay ulaşılabilirlik, orman alanı, açık alan gibi farklı ortamlarda bulunabilirlik ve yükseltiye bağlı bir değişim gösteren lokasyonlar olması dikkate alınmıştır. Yosun numunelerinin araziden alınmasında özellikle polinizasyon sürecinin sona erdiği Kasım ayı tercih edilmiştir.

2.2. Yöntem

Polen analizleri için araziden alınan karot laboratuvarında ikiye bölünmüş, litolojik olarak belirgin renk ve tekstür farklılıklarının bulunduğu 0, 7 ve 16 cm derinliklerinden 2

gramlık sediman örnekleri alınmıştır. Sediman örneklerinin polen analizi için laboratuvar metodolojisi “klasik yöntem” uygulanmıştır (Erdtman, 1954; Moore vd., 1991). Örneklerde bulunabilecek karbonatlı, silisli ve organik bileşenler, farklı asitler kullanılarak ayrıştırılmış ve örnek içerisindeki yabancı maddeleri uzaklaştırarak polenlerin daha net görünmesi sağlanmıştır (şekil 6). Yöntem kapsamında, ilk aşamada öncelikle karbonatların %10’luk soğuk

HCl (Hidroklorik Asit) ile yok edilmesi sağlanmıştır. Ardından her bir sediman örneğine HF (Hidroflorik Asit) uygulaması yapılarak örnekler 48 saat HF içinde bekletilmıştir. Daha sonra sıcak HCl ve sıcak %10’luk KOH (Potasyum Hidroksit) uygulanmıştır. Tüplerdeki sediman örneklerine sodyum perborat uygulaması yapıldıktan sonra gliserin eklenmiştir.



şekil 6: K2 karot örnek alımı ve laboratuvar işlemleri / **Figure 6:** K2 core sampling and laboratory procedures.

Daha sonra sırası ile polen preparatları hazırlanmış üzerine numune adı ve derinlik bilgileri yazılarak analiz tamamlanmıştır. Polen sayımları için Leica DM750 ışık mikroskobu kullanılmıştır. Her seviyede 530 polen sayımı yapılırken en az 50 *Lycopodium* spor sayılmıştır. Polenlerin teşhisinde, güncel polen referans koleksiyonları, polen atlası (Moore vd., 1991) ile PalDat (<https://www.paldat.org>), Global Pollen Project (<https://globalpollenproject.org/>) ve Pollenwiki ([https://pollen.tsteblar.ch/MediaWiki](https://pollen.tsteblar.ch/MediaWiki/index.php?title=Pollenatlas#gsc.tab=0)

[/index.php?title=Pollenatlas#gsc.tab=0](https://pollen.tsteblar.ch/MediaWiki/index.php?title=Pollenatlas#gsc.tab=0))

internet siteleri kullanılmıştır. Polen diyagramının çizimi için ise Tilia (Grimm, 2019) programında yapılmıştır.

Araziden alınan yosun örnekleri İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Orman Fakóltesinde bulunan Palinoloji Laboratuvarında analiz edilmiştir. Yosun örneklerine uygulanan laboratuvar metodolojisi EPMP’nin esasları takip edilmiştir (Hicks vd., 1996) (şekil 7).



şekil 7: Yosun numunelerinin araziden toplanması ve laboratuvarda yosun örneklerine uygulanan polen analizi işlemleri / **Figure 7:** Collection of moss samples from the field and pollen analysis applied to moss samples in the laboratory.

3. BULGULAR

Eğri Göl'den alınan 18 cm'lik karot örneğinde 4 farklı litolojik seviye tespit edilmiştir. 0-3 cm organik maddenin oldukça yoğun olduğu ve bitki parçacıklarının gözlemlendiği seviye iken, 3-10 cm arası silt içeriği yüksek kahverengimsi çamur malzemeden oluşmaktadır. 10-13 cm arası ise, killi siltli malzemeden oluşurken arada 0,5 cm laminalı siyah çamur bantları bulunmaktadır. 13- 18 cm arasında ise silt içeriği yüksek ve su oranı nispeten daha az seviyededir. Çok kısa bir numune olmasına rağmen sediman birikimindeki bu 4 farklı seviyenin varlığı ortamsal değişikliklerin hızlı olduğunun işareti olarak yorumlanmıştır.

Polen analizi için seçilen 0, 7 ve 16 cm örneklerinde 3 Gymnospermae (Açık tohumlular) ve 28 Angiospermae (Kapalı tohumlular) cins/familyasından otsu, odunsu ve çalı taksonları teşhis edilmiştir. Açık tohumlu bitkilerden *Abies* sp., *Cedrus* sp., ve *Pinus* sp., polenleri sayılmıştır. Kapalı tohumlu bitkilerden ise *Acer* sp., *Alnus* sp., *Juglans* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Quercus cerris* tip (yaprak dökme meşeler grubu), *Quercus ilex* tip (herdem yeşil meşeler grubu), *Salix* sp. ve *Vitis* sp., odunsu taksonlar içerisinde sayılırken; Amaranthaceae, Apiaceae, *Aster* tip, *Artemisia* sp., Brassicaceae, Caryophyllaceae, Cichorioideae, *Euphorbia* sp., Fabaceae, *Galium* sp., Lamiaceae, *Plantago* sp., Poaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, *Rumex* sp. ve *Sanguisorba* sp. otsu taksonları tespit edilmiştir. K2 örneğinde çalı formasyonu içerisinde sadece Ericaceae tanımlanmıştır (Şekil 8).

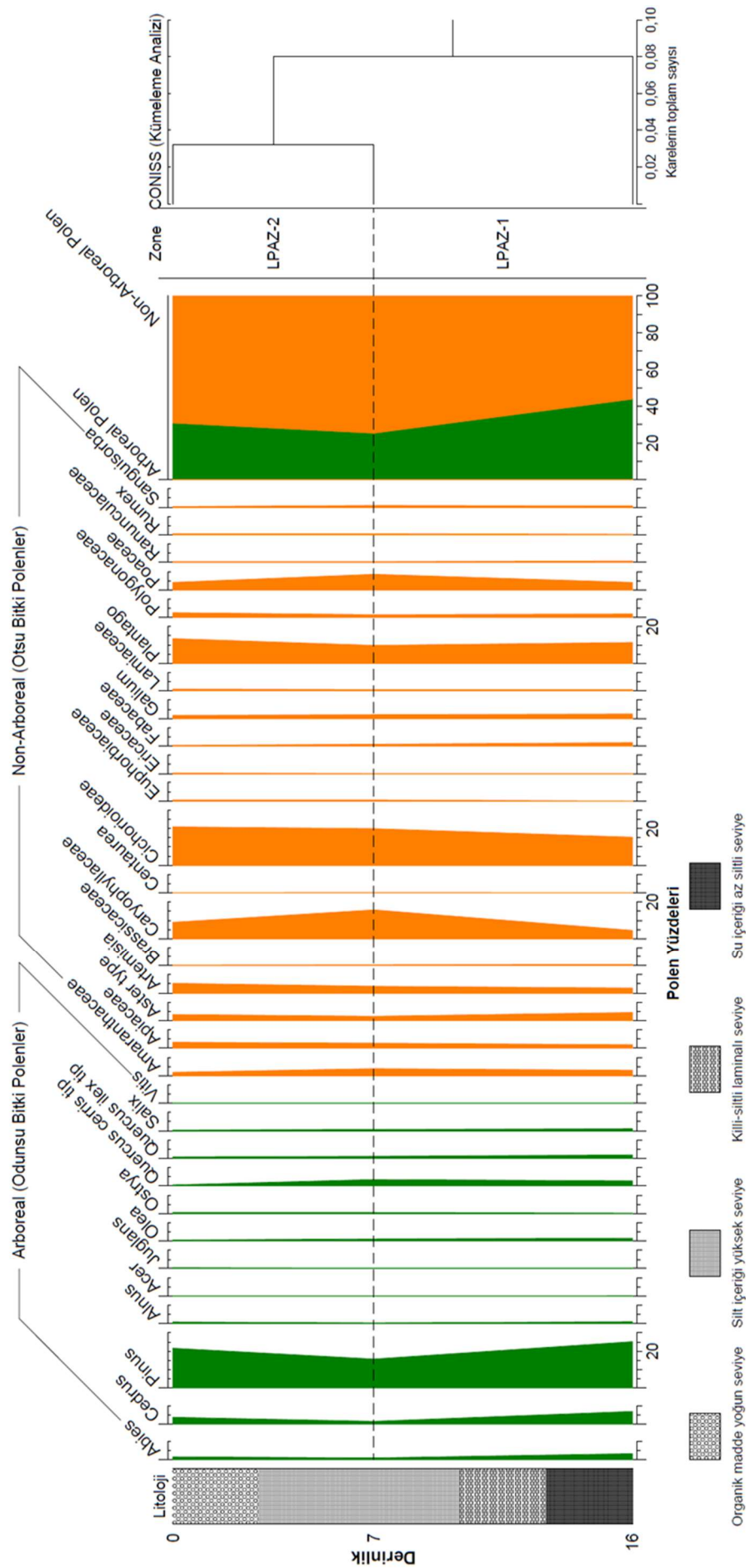
Karotta farklı derinlikte sayılan polen türlerinin değişimlerini ve sınırlarının belirlenmesi için karekök dönüşümü tabanlı CONISS kümeleme analizleri kullanılmıştır (Grimm, 2019). Kümeleme analizi sonrası benzer polen içeriğine sahip seviyeler 2 farklı "Yerel Polen Birikme Zonu'na (Local Pollen Assemblages Zones: LPAZ)" ayrılmıştır (Şekil 8).

Karotta belirlenen üç seviyede en az 530 polen sayımı yapılmıştır. Polen diyagramına bakıldığında; Gymnospermae odunsu bitki türleri içerisinde *Pinus* sp. %15 ile %25 arasında değişen bir polen yüzdesi ile temsil edilmektedir. Gölün orman üst sınırının

ötesinde olduğu göz önüne alındığında; bu baskınlık *Pinus* sp. gibi taksonların polenlerinde hava baloncukları bulunması ve polen tanelerinin uzun süre havada kalıp uzun mesafeler kat edebilmesi ile açıklanmıştır. Diyagramda bulunan diğer hava baloncuklu türler *Abies* sp. ve *Cedrus* sp.'tur. Ancak bu türlerin yüzdesi %5'e kadar çıkabilmektedir. Bunun sebebi ise; her ne kadar hava baloncuklu polenlere sahip olsalar da polen üretme kapasiteleri *Pinus* sp. kadar yüksek değildir. Bunların dışında *Acer* sp., *Alnus* sp., *Juglans* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Salix* sp. ve *Vitis* sp., taksonları ancak %1 gibi küçük bir değerle karşımıza çıkmaktadır. *Quercus cerris* tip (yaprak dökme meşeler grubu) %5'e kadar artış gösterirken *Quercus ilex* tip (herdem yeşil meşeler grubu) ise %1-2 arasında dağılıp göstermektedir (Şekil 8).

Polen diyagramında Angiospermae taksonlar içerisinde en fazla polen yüzdesine otsu bitki taksonları sahiptir. Gölün alpin katta olması sebebiyle çevredeki otsu türlerin polenleri yoğunluk göstermektedir. Amaranthaceae ve Apiaceae familyaları ile *Aster* tip ve *Artemisia* sp. taksonları %5'e kadar artış göstermektedir. Brassicaceae, *Centaurea* sp., Euphorbiaceae, Fabaceae, *Galium* sp., Lamiaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, *Rumex* sp., *Sanguisorba* sp. ve *Vitis* sp. polenleri %1 ile %5 arasında değişen değerle iken Ericaceae ise %1 oranındadır. Cichorioideae %20' ye kadar artış gösteren değeriyle, en yoğun polen olarak karşımıza çıkmaktadır. Hayvancılığın önemli indikatörlerinden biri olan *Plantago* sp. türü %15' lik değeri ile ikinci en yoğun polen olmaktadır. Hem tarımsal faaliyetleri için hem de göl çevresinde doğal yayılım gösteren Poaceae familyasının polenleri ise %5 oranında görülmektedir (Şekil 8).

Arboreal (odunsu) polenler ve non- arboreal (otsu) polen yüzdesi dağılımı incelendiğinde; odunsu bitki polen yüzdesinin %30- 45 aralığında olduğu dikkat çekmektedir. Otsu bitki polen yüzdesi ise, %55 ile %70 arasında değişiklik göstermektedir (Şekil 8).

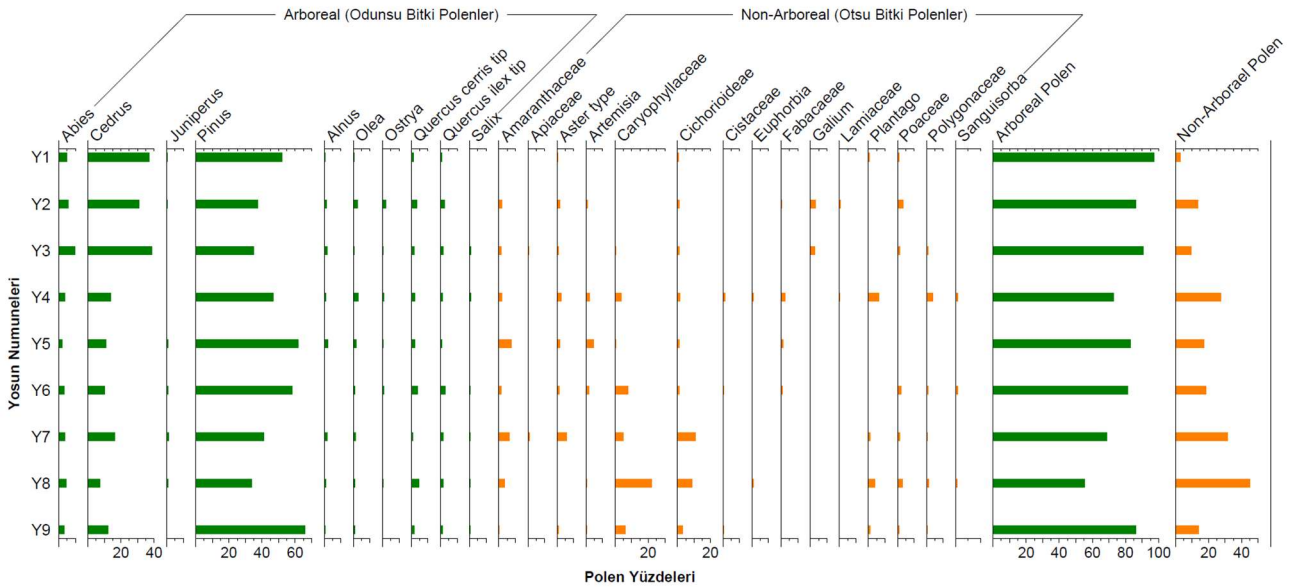


Şekil 8: K2 karotuna ait polen yüzde diyagramı / **Figure 8:** Pollen percentage diagram of K2 core

Her yosun numunesinde en az 250 polen 50 *Lycopodium* spor sayılmıştır. Yosun numunelerinde daha az polen sayılmasının sebebi polen tutma kapasitelerinin sedimanla eş değer olmaması dolayısı ile polen konsantrasyonun daha düşük olmasıdır (Lisitsyna vd., 2012). Yosun numunelerinde 4 Gymnospermae (Açık tohumlular) ve 21 Angiospermae (Kapalı tohumlular) cins/familyasından otsu, odunsu ve çalı taksonları teşhis edilmiştir. Açık tohumlu bitkilerden *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Juniperus* sp. ve *Pinus* sp. polenleri sayılmıştır. Kapalı tohumlu bitkilerden ise *Alnus* sp., *Olea* sp., *Ostrya* sp., *Quercus cerris* tip (yaprak döken meşeler grubu), *Quercus ilex* tip (herdem yeşil meşeler grubu) ve *Salix* sp. odunsu türler içerisinde sayılırken; *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Aster* type, *Artemisia* sp., *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Euphorbia* sp., *Fabaceae*, *Galium* sp., *Lamiaceae*, *Plantago* sp., *Poaceae*, *Polygonaceae* ve *Sanguisorba* sp. otsu taksonlar tespit edilmiştir. Çalı formasyonu içerisinde sadece *Cistaceae* tanımlanmıştır (Şekil 9).

Y1 numunesinde en fazla polen yüzdesi %52 ile *Pinus* sp. olarak belirlenmiştir. Onu sırasıyla %37 ile *Cedrus* sp., %5 ile *Abies* sp. ve %2 ile *Quercus cerris* tip takip etmektedir. Bunun dışındaki türlerin polen yüzdesi %1'in altında

kalmıştır. Toplam arboreal (odunsu) bitki polenlerinin yüzdesi %97 iken, non- arboreal (otsu) bitki polenlerinin yüzdesi %3'tür. Odunsu bitki polenlerinin yoğunluğunun temel sebebi Y1 numunesinin *Pinus* sp.- *Cedrus* sp. karışık orman alanından alınmış olmasıdır (Şekil 9). Y2 numunesinde ise, en fazla polen yüzdesine sahip taksonlar sırasıyla %37 *Pinus* sp., %31 *Cedrus* sp., %3 *Quercus cerris* tip ve %2 *Quercus ilex* tip olarak belirlenmiştir. Toplam arboreal (odunsu) bitki polen yüzdesi %86 iken, non-arboreal (otsu) bitki polen yüzdesi %13 olarak tespit edilmiştir. Bu yosun numunesinde otsu bitki polenlerinden *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Aster* tip, *Artemisia* sp., *Cichorioideae*, *Galium* sp., *Plantago* sp. ve *Poaceae*'ler %3'e kadar artış göstermektedir (Şekil 9). Y3 numunesinde ise; %38 *Cedrus* sp., %34 *Pinus* sp., %10 *Abies* sp. polenleri görülürken, diğer türlerin polenleri %2'ye kadar artış göstermiştir. Toplam odunsu bitki polen yüzdesi %90, otsu bitki polen yüzdesi ise %10 olarak tespit edilmiştir. (Şekil 9). Y4 numunesinde en fazla polen yüzdesine sahip taksonlar sırasıyla %47 *Pinus* sp., %14 *Cedrus* sp., %4 *Abies* sp., %4 *Caryophyllaceae*, %7 *Plantago* sp. ve %4 *Polygonaceae* olarak bulunmuştur. Diğer türler ise %2'ye kadar artış göstermiştir. Toplam odunsu bitki türlerinin polen yüzdesi %72 iken, otsu türlerin polen yüzdesi %28 olarak belirlenmiştir (Şekil 9).

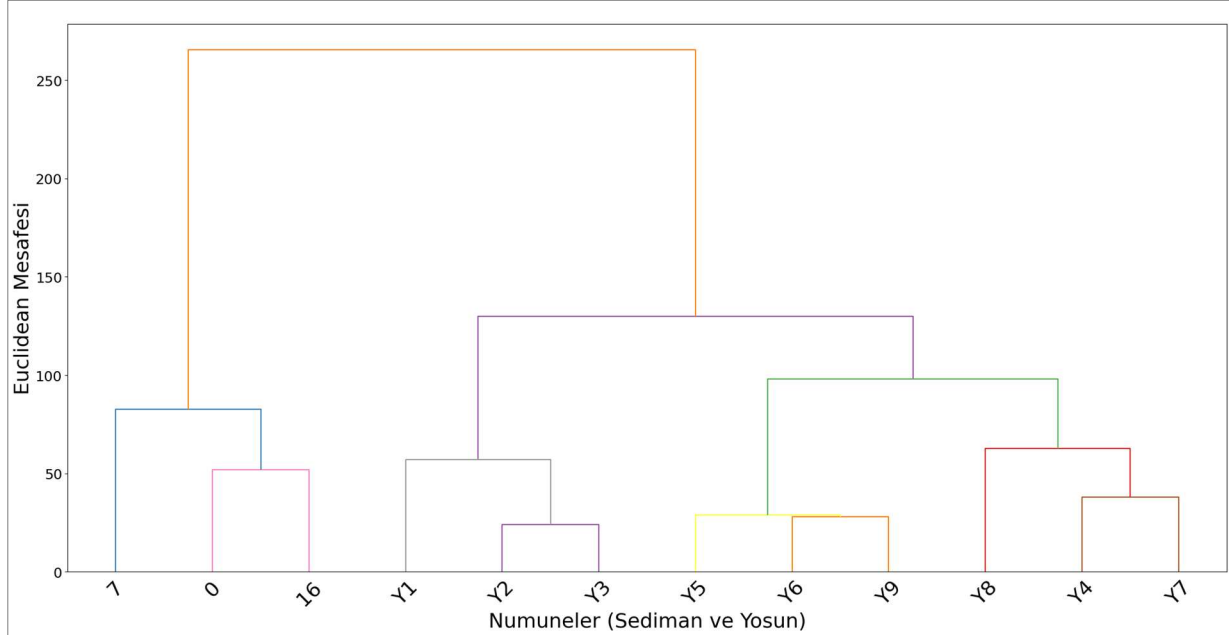


Şekil 9: Yosun numunelerinin polen yüzde diyagramı / Figure 9: Pollen percentage diagram of moss samples.

Y6 ve Y7 numunesi Eğri Göl'ün karşılıklı iki kıyısından alınmıştır. Y6 numunesinde %58 *Pinus* sp., %10 *Cedrus* sp., %4 *Quercus cerris* tip ve %3 *Quercus ilex* tip odunsu türleri tespit edilmiştir. Otsu türlerden Caryophyllaceae %8 oranında belirlenmiştir. Toplam otsu ve odunsu polen yüzdesine bakıldığında; %81 odunsu polen ve %19 otsu polen bulunmuştur. Y7 numunesinde ise; %41 *Pinus* sp., %16 *Cedrus* sp., %6 *Amaranthaceae*, %11 *Cichorioideae* ve %5 *Caryophyllaceae* polenleri tespit edilmiştir. Toplam otsu ve odunsu polen yüzdesi incelendiğinde ise; %69 odunsu polen ve %31 otsu polen belirlenmiştir (Şekil 9). Y8 numunesinde %34 *Pinus* sp., %7 *Cedrus* sp., %4 *Abies* sp., %4 *Amaranthaceae*, %9 *Cichorioideae*, %22 *Caryophyllaceae* ve %4 *Plantago* sp. yoğun olan türlerdir. Toplam dağılıma bakıldığında ise; %55 odunsu türler ve %45 otsu türlerin polenleri bulunmuştur (Şekil 9). Y9 numunesine bakıldığında en fazla polen yüzdesine sahip takson olarak %66 ile *Pinus* sp. tespit edilmiş ve onu sırasıyla %12 *Cedrus* sp. ve %3 *Abies* sp. taksonları takip etmiştir. Angiospermae taksonlarından en fazla polen yüzdesi

Caryophyllaceae (%6) ve *Cichorioideae* (%3) familyalarına ait çıkmıştır. Sonuç olarak toplam odunsu bitki polen yüzdesi %86 bulunmuş, toplam otsu bitki polen yüzdesi ise %14 olarak belirlenmiştir (Şekil 9).

HCA (Hierarchical Cluster Analysis- Hiyerarşik Kümeleme Analizi), Euclidean mesafesi baz alınarak kümeleme *hclust* fonksiyonu ile R programında yapılmıştır (R Core Team, 2024). Bu kümeleme analizi sonucunda; karot seviyeleri kendi içinde kümelenme gösterirken yosun numuneleri de kendi içinde bir kümelenme göstermiştir. Y2-Y3, Y5-Y6-Y9 ve Y8-Y4-Y7 numuneleri bir kümelenmiştir. Y6 ve Y7 numuneleri Eğri Göl'ün iki kıyısından alınmasına rağmen sediman numuneleri ile kümelenmemiştir (Şekil 10). Sediman ve yosun numuneleri daha üst seviyede (yüksek Euclidean mesafesinde) birleşmiştir ve birbirlerine göre daha farklı gruplardır. Bunun temel sebebi yosun ve sedimanların polen tutma kapasitelerinin farklı olmasından kaynaklanmaktadır (Lisitsyna vd., 2012).



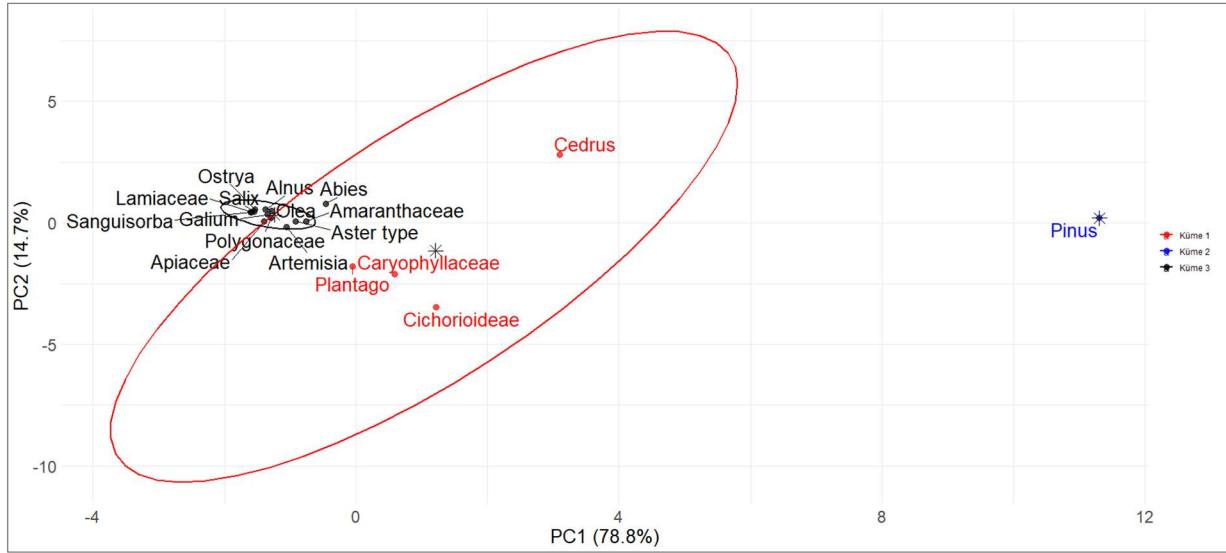
Şekil 10: HCA grafiği / Figure 10: HCA plot.

PCA (Principal Component Analysis- Temel Bileşen Analizi) ile numuneler arasındaki değişkenlik iki temel eksene indirgenip K-Means kümeleme analizi ile benzer özelliklere sahip polenler üç farklı kümede sınıflandırılmıştır. PCA, *prcomp* fonksiyonu ile gerçekleştirilmiştir (R Core Team, 2024).

Grafikte üç farklı küme (K1: kırmızı, K2: mavi, K3: siyah) tespit edilmiştir. Küme 1 (Kırmızı) içerisinde, *Cedrus* sp., *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Plantago* sp. gibi taksonlar yer almıştır. Özellikle *Cedrus* sp. diğer taksonlardan oldukça farklı konumlanmış, bu da türün hem yosun hem de sediman örneklerinde benzersiz

dağılım gösterdiğinin sonucudur. Bu taksonların diğerlerine kıyasla daha belirli bölgelerde yoğunlaştığı ve diğer numunelerle fazla ortaklık göstermediği belirlenmiştir. Küme 2 (Mavi), *Pinus* sp. grafikte en uç noktada yer almaktadır. Bu, *Pinus*'un diğer taksonlardan oldukça farklı şekilde dağıldığını ve belirli numunelerde aşırı baskın olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak *Pinus* sp. diğer taksonlara kıyasla çok belirgin bir

şekilde tek başına yoğunlaşan bir takson olduğu belirlenmiştir. Küme 3 (Siyah) içinde ise *Abies* sp., *Alnus* sp., *Galium* sp. ve *Amaranthaceae* gibi taksonlar toplanmıştır. Merkeze yakın olmaları, bu türlerin farklı numuneler arasında daha dengeli ve yaygın olarak dağıldığını göstermiştir. Sonuç olarak bu taksonlar yosun ve sediman örneklerinde daha homojen bir yayılıma sahiptir (Şekil 11).



Şekil 11: PCA grafiği / Figure 11: PCA plot.

4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Çalışma alanı Eğri Göl'den alınan kısa karot ve farklı yükselti aralıklarından toplanan toplam 9 noktadan alınan yosun numunelerinde polen analizleri yapılarak iki farklı polen toplama kapasitesine sahip örnek türleri (yosun ve sediman) kıyaslanmıştır. Yosun numunelerinde özellikle odunsu bitki polenlerinin oldukça yoğun olduğu görülmektedir. Y4, Y5, Y6, Y7, Y8 ve Y9 yosun numuneleri açık alandan alınmış olmalarına karşılık odunsu polen yüzdeleri oldukça yüksektir. Sediman örneğinde ise, her seviyede otsu bitki polenlerinin daha yoğun olduğu görülmektedir. Polen analizi çalışmaları için iki farklı örnek toplama tekniği karşılaştırıldığında şu sonuçlara ulaşmak mümkündür. İlki, yosun örneklerinde odunsu polenlerin yoğunluk göstermiş olması, otsu taksonların kanopi altında kalmaları nedeniyle uzak mesafelere ulaşamıyor olmalarının bir göstergesidir. İkincisi, göllerin hem yüzeyde hem de karot örneklerinde çevrede yer alan vejetasyonu daha iyi yansıttığı görülmektedir.

Ayrıca Eğri Göl gibi yüksek ve dağlık bir alanda bulunan göllerin polen toplama kapasitelerinin oldukça yüksek olduğu ortaya konmuştur. Yapılan bu çalışma ile Eğri Göl'de planlanan fosil polen çalışması ve yakın çevrede gerçekleştirilecek diğer fosil polen çalışmaları için güncel polen veri seti oluşturulmuştur. Sonuç olarak, Eğri Göl çevresindeki bitki örtüsünün geçmişteki değişimlerini anlamak açısından bu polen analizleri önemli veriler sunmuş ve çevresel dinamikleri açıklamaya katkıda bulunmuştur.

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma, birinci yazarın hazırlamakta olduğu doktora tez çalışmasından üretilmiştir. Aynı zamanda İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenmiş (Proje No: SDK-2023-40275) ve Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu'nda (UJES 2024) sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

KAYNAKÇA

- Akkurt, S., & AVCI, M., (2019). Orta Toroslar'da (Manavgat ayı-Dim ayı arası) bitki örtüsü ile topografya ilişkisi-vegetation and topography relationship in the Central Taurus Mountains (between Manavgat and Dim rivers). Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu 2019_International Symposium On Geomorphology 2019 (s.306-318). Ankara, Türkiye.
- Akkurt, S. (2020). Manavgat ayı-Dim ayı arasının bitki örtüsü ve biyoçeşitlilik analizi (Tez No. 641271) [Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi] Yök Tez Merkezi.
- Andersen, S., T. (1970). The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra. Dan. Geol. Unders. Ser. II 96.
- Arpat, E., & zgl, N. (1972). Geyikdağ'da kaya buzulları, Orta Toroslar. MTA Dergisi, 30-35. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/bulletinofmre/issue/3904/52065>
- Avcı, M. (1993). Türkiye'nin flora bölgeleri ve Anadolu Diagonaline coğrafi bir yaklaşım. Türk Coğrafiya Dergisi, 28. 225–248. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tcd/issue/21259/228202>
- Avcı, M. (2005). Çeşitlilik ve endemizm açısından Türkiye'nin bitki rtüsü. Coğrafiya Dergisi, 13. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/iucografya/issue/25062/264581>
- Başaran, A. K., & Egemen, . (2006). Orta Toros Dağlarındaki Eğrigöl'ün su kalitesi parametrelerinin araştırılması. Journal of Agricultural Sciences, 12(02), 137-143.
- Bell, M., & Walker, M. J. (2014). Late Quaternary environmental change: Physical and human perspectives. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315847740>
- Bottema, S., & Woldring, H. (1984). Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey. Part II. Palaeohistoria, 123-149.
- ılğın, Z., Evans, I. S., Keserci, F., Canpolat, E., & Bayrakdar, C. (2024). Morphometric characteristics of glacial cirques and former glaciers in the Geyik Mountains, Western Taurus, Türkiye. Geomorphology, 467, 109474. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109474>
- iner, A., Deynoux, M., & rekioğlu, E. (1999). Hummocky moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey. Quaternary Science Reviews, 659-669. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00103-6)
- iner, A., Sarıkaya, M. A., & Yıldırım, C. (2015). Hummocky moraines of piedmont glaciers from Geyikdağ, Central Tauride Mountains, Turkey; Insights from cosmogenic ³⁶Cl dating. Quaternary Science Reviews, 116, 44-56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.017>
- Davis, P. H. (1988). Flora of Turkey and East Aegean Islands. Edinburgh Univ. Press. ISBN-10: 9780852245590
- Doğın, M., & şenku, . (2022). Yayla Gölü (Buldan-Denizli) ve çevresinin güncel polen dağılımının tuzak, yosun ve yüzey sediman örnekleri ile incelenmesi. Coğrafiya Dergisi, (45), 125-144. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2022-1102758>
- Duman, H. (2005). Geyik Dağı ve Akdağ. zhatay, N., Byfield, A., & Atay, S, Türkiye'nin 122 önemli Bitki Alanı (s. 226-227) içinde. İstanbul: WWF Türkiye (Doğın Hayatı Koruma Vakfı).
- Erdtman, G. (1954). An introduction to pollen analysis. Chronica Botanica Company.
- Gaillard, M. J., Birks, H. J. B., Emanuelsson, U., Karlsson, S., Lagerås, P., & Olausson, D. (1994). Application of modern pollen/land-use relationships to the interpretation of pollen diagrams—reconstructions of land-use history in south Sweden, 3000-0 BP. Review of Palaeobotany and Palynology, 82 (1-2), 47-73.
- Grimm, E. (2019). TILIA software programme versions 3.0.1.
- Hicks, S., Ammann, B., Latalowa, M., Pardoe, H., & Tinsley, H. (1996). European pollen monitoring programme: project description and guidelines. University of Oulu. <https://www.researchgate.net/publication/257905830>
- Hicks, S. (2003). Towards better temporal, spatial and ecological resolution in palaeoecological reconstructions: the role of pollen monitoring. Tonkov S, Aspects of palynology and palaeoecology (s. 43–60) içinde. Festschrift in honour of Elissaveta Bozilova. Pensoft, Sofia.
- Karlıoğlu, N. (2011). Istanca ve Belgrad ormanlarında güncel polen dağılımının incelenmesi (Tez No. 282695) [Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi] Yök Tez Merkezi.
- Karlıoğlu, N., Akkemik, . (2012). İ.. Orman Fakültesi araştırma ormanında Eylül 2007-Ağustos 2009 dönemi güncel polen dağılımı.

- Journal of the Faculty of Forestry, Istanbul University, 62(2), 145-158. <https://doi.org/10.17099/jffiu.77163>
- Karlıoğlu, N., Caner, H., Akkemik, Ü. (2014). Modern pollen distribution at Iğneada waterlogged forests between the periods September 2007-August 2009. *Eurasian Journal of Forest Science*, 2(2), 7-17. <https://doi.org/10.31195/ejejfs.70189>
- Karlıoğlu, N., Caner, H., Akkemik, Ü., Köse, N., & Kindap, T. (2015). Modern pollen monitoring of native trees in Belgrad forest, Istanbul (Northwestern Turkey). *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences*, 68(1), 39-48. <https://www.researchgate.net/publication/279320807>
- Karlıoğlu Kılıç, N., Caner, H., Erginal, A. E., Ersin, S., Selim, H. H., & Kaya, H. (2018). Environmental changes based on multi-proxy analysis of core sediments in Lake Aktaş, Turkey: Preliminary results. *Quaternary International*, 486, 89-97. doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.004
- Karlıoğlu Kılıç, N. (2019). Seven years of arboreal pollen monitoring in the Iğneada waterlogged forests (NW Turkey). *Eurasian Journal of Forest Science*, 7(3), 311-320. <https://doi.org/10.31195/ejejfs.635736>
- Karlıoğlu Kılıç, N., Şenkuş, Ç., Memiş, T., & Doğan, M. (2019). Salurtepe Dağı (Elmalı-Antalya) ardıc ormanında güncel polen dağılımının incelenmesi. *Coğrafya Dergisi*, 38, 11-22. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2019-0007>
- Karlıoğlu Kılıç, N., Caner, H., Akkemik, Ü., & Filipova-Marinova, M. (2021). Two-year record of pollen monitoring in *Fagus orientalis* forest (NW Turkey). *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences*, 74(3), 379-388. [doi: 10.7546/CRABS.2021.03.09](https://doi.org/10.7546/CRABS.2021.03.09)
- Karlıoğlu Kılıç, N., Yılmaz Dağdeviren, R., Yıldırım, E. A., Berberoğlu, E., & Çakır, Ç. (2022). Kargı Köyü Sığla ormanında (Burdur, Türkiye) güncel polen dağılımının incelenmesi. *Anadolu Orman Araştırmaları Dergisi*, 8 (2), 80-88. <https://doi.org/10.53516/ajfr.1200364>
- Karlıoğlu Kılıç, N., Yılmaz Dağdeviren, R., & Yıldırım, E. A. (2023). Kirazpınar kayın ormanlarının 2014-2017 yılları arasındaki güncel polen dağılımının incelenmesi (Kırklareli, Türkiye). *Anadolu Orman Araştırmaları Dergisi*, 9 (1), 104-110. <https://doi.org/10.53516/ajfr.1247128>
- Keserci, F. (2023). Batı Toroslar'daki Kuvaterner buzullaşmalarının gelişimi ve seyri üzerinde yerel topoğrafya ile iklim özelliklerinin rolü (Tez No.836152) [Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi] Yök Tez Merkezi.
- Keserci, F., Güngör, G., Bozdoğan, M., Canpolat, E., Çılgın, Z., & Bayrakdar, C. (2023). Geyik Dağı güncel buzulları ve morfometrik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 84, 199-217. <https://doi.org/10.17211/tcd.1395806>
- Lisitsyna, O. V., Hicks, S., & Huusko, A. (2012). Do moss samples, pollen traps, and modern lake sediments all collect pollen in the same way? A comparison from the forest limit area of northernmost Europe. *Vegetation History and Archaeobotany*, 21, 187-199. <https://doi.org/10.1007/s00334-011-0335-x>
- Moore, P. D., Webb, J. A., & Collinson, M. E. (1991). Pollen analysis. Blackwell. ISBN 10: 0865428956
- Prentice, C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D., & Cheddadi, R. (1996). Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 12, 185-194.
- R Core Team. (2024). stats: R statistical functions (R package version 4.3.2). Retrieved from <https://CRAN.R-project.org/package=stats>
- Roberts, N. (2014). The Holocene: An environmental history. Blackwell. ISBN: 978-1-118-71255-9
- Räsänen, S., Hicks, S., & Odgaard, B. V. (2004). Pollen deposition in mosses and in a modified 'Tauber trap' from Hailuoto, Finland: what exactly do the mosses record? *Review of Palaeobotany and Palynology*, 129(1-2), 103-116.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., & Yıldırım, C. (2017). Cosmogenic ³⁶Cl glacial chronologies of the Late Quaternary glaciers on Mount Geyikdağ in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Geochronology*, 39, 189-204. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.03.003>
- Şenkuş, Ç. (2018). *Abies cilicica* ormanının (Karlık Dağı/Burdur-Bucak) güncel polen dağılımı: Polen tuzakları, kara yosunu örnekleri ve yüzey sediman örneği arasındaki ilişkiler. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Sosyal Bilimler Dergisi, 1(45), 205-226. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/sufesosbil/issue/41360/472425>
- Şenkuş, Ç., Karlıoğlu Kılıç, N., Doğan, M., & Eastwood, W. J. (2018). Modern pollen distribution of the Teke Peninsula forests: The case of the Ördübek Highland. *Eurasian Journal of Forest Science*, 6(4), 58-75. <https://doi.org/10.31195/ejejfs.495687>

řenkuł, ., & Doęan, M. (2018). Fosil ve güncel polen analizleri iřıęında Mucur Obruk Gl evresinin paleovejetasyon deęiřimleri. *Türk Coęrafya Dergisi*, 70, 19-28.
<https://doi.org/10.17211/tcd.342955>

řenkuł, . & Karlıoğlu Kılıç, N. (2019). Modern pollen distribution of ığlıkara cedrus libani forest (Southwest of Turkey). *Comptesrendus de l'Acad mie bulgare des Sciences*, 72(6), 758–767.

Sugita, S. (1994). Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: Theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology*, 82(4).
<https://doi.org/10.2307/2261452>

şanda, M. A. (2006). Geyik Dağı (Antalya) ve çevresinin orman ve subalpin vejetasyonu. *Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi Fen Dergisi*, 2(27), 99-116.
<https://dergipark.org.tr/en/pub/sufefd/issue/23126/247032>

şimşek, M., Uslu, M., Poyraz, M., & ztrk, M. Z. (2019). Geyik Dağı kütlesinin yüzey karstı jeomorfolojisi ve kütle üzerindeki karst-buzul jeomorfolojisi ilişkisi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 28(2), 97-110.
<https://dergipark.org.tr/tr/pub/ecd/issue/50833/594465>

Topuz, M., Karlıoğlu Kılıç, N., & Karabulut, M., (2019). Gvr Gölü (Kahramanmaraş) ve yakın çevresinde güncel polen dağılımının incelenmesi (Mart 2017-Mart 2018). *IMFES 2019* (s.427-432). Kahramanmaraş, Türkiye.

Van Zeist, W., Woldring, H., & Stapert, D. (1975). Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey. *Palaeohistoria*, 53-143.

Yılmaz Dağdeviren, R., & Karlıoğlu Kılıç, N. (2023). Mert Gölü Longoz ormanlarının 2017-2022 yılları arasındaki güncel polen dağılımının belirlenmesi (İğneada, Kırklareli, Türkiye). *Anadolu Orman Araştırmaları Dergisi*, 9 (1), 21-27.
<https://doi.org/10.53516/ajfr.1220061>

Online

URL-1: PalDat- Palynological Database. Erişim adresi: <https://www.paldat.org>

URL-2: Global Pollen Project. Erişim adresi: <https://globalpollenproject.org/>

URL-3: Pollenwiki. Erişim adresi: <https://pollen.tstebler.ch/MediaWiki/index.php?title=Pollenatlas#gsc.tab=0>

URL-4: Orman Genel Müdürlüğü: <https://www.ogm.gov.tr/tr>