



Coğrafya Dergisi

Journal of Geography

2018

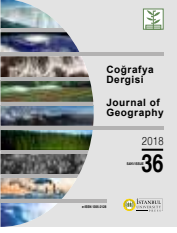
SAYI/ISSUE

36

e-ISSN 1305-2128



İSTANBUL
UNIVERSITY
PRESS



COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)
e-ISSN 1305-2128
<http://jgeography.istanbul.edu.tr>



BAŞ EDITÖR / EDITOR IN CHIEF

Hasan ÖZDEMİR (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)

YAYIN KURULU / EDITORIAL BOARD

Barbaros GÖNENÇGİL (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Suna DOĞANER (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Süheyla BALCI AKOVA (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Ayşe TİMOR (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Orhan GÜRBÜZ (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Muzaffer BAKIRCI (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Ahmet ERTEK (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Aylin YAMAN KOCADAĞLI (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Hasan ÖZDEMİR (İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul-Türkiye)
Louis DUPONT (Sorbonne Université, Paris-Fransa)
Michael MEADOWS (University of Cape Town, Cape Town-Güney Afrika)
Maria PARADİSO (University of Sannio, Benevento-İtalya)
Vladimir KOLOSOV (Russian Academy of Sciences, Moskova-Rusya)
Tuncer DEMİR (Akdeniz Üniversitesi, Antalya-Türkiye)

Dergide yer alan yazılardan ve aktarılan görüşlerden yazarlar sorumludur.

Papers and the opinions in the Journal are the responsibility of the authors.

Haziran ve Aralık aylarında, yılda iki sayı olarak online yayınlanan hakemli, açık erişimli ve bilimsel bir dergidir.

This is a scholarly, peer-reviewed, open-access journal published online two times a year in June and December.

Yazışma Adresi / Correspondence Address

İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü,
Ordu Caddesi No. 196, 34459 Laleli, İstanbul - Türkiye
Phone / Telefon: +90 (212) 455 57 00 / 15723
Fax / Faks: +90 (212) 512 21 40
e-mail: tolga.gorum@istanbul.edu.tr
<http://dergipark.gov.tr/iucografya>

Sahibi / Owner

İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi adına sahibi
Prof. Dr. Barbaros Gönençgil (İstanbul, Türkiye)

The Journal is owned by Prof. Dr. Barbaros Gönençgil (Istanbul, Turkey) on behalf of Istanbul University Journal of Geography

Yayıncı Kuruluş / Publishing Company

İstanbul University Press / İstanbul Üniversitesi Yayınevi
İstanbul Üniversitesi Merkez Kampüsü,
34452 Beyazıt, Fatih / İstanbul - Türkiye
Phone / Telefon: +90 (212) 440 00 00

Yayına Hazırlayan / Prepared by

Yerküre Tanıtım ve Yayıncılık Hizmetleri A.Ş.
Cumhuriyet Caddesi 48/3B Harbiye 34367 İstanbul - Türkiye
Phone / Telefon: +90 (212) 240 28 20
Faks / Fax: +90 (212) 241 68 20
www.yerkure.com.tr



Coğrafya
Dergisi
Journal of
Geography
2018
36

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

e-ISSN 1305-2128

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>



İSTANBUL
UNIVERSITY
PRESS

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Araştırma Makaleleri / Research Articles

Karstik Kapalı Depresyonların (Dolinlerin) Morfometrik Analizleri

Morphometric Analyses of Karstic Depressions (Dolines)

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK 1-13

Jeomorfometri-Yeryüzü Şekillerinin Otomatik Belirlenmesi

Geomorphometry-Automatic Landform Classification

Fatmagül KILIÇ GÜL 15-26

Dedegöl Dağı'ndaki Glasiyal Sirklerin Morfometrik Özellikleri

Morphometric Characteristics of the Glacial Cirques on Mount Dedegöl

Zeynel ÇILGIN, Cihan BAYRAKDAR 27-48

Havza Morfometrik Özelliklerinin Taşkın Üretmedeki Rolü Biga Çayı

Havzası Örneği

The Role of Basin Morphometric Features in Flood Output: A Case Study of the Biga River Basin

Mustafa UTLU, Hasan ÖZDEMİR 49-62

Marmara Denizi Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi

Morphometric Analysis of the Marmara Sea River Basins

Emre ELBAŞI, Hasan ÖZDEMİR 63-84



DOI: 10.26650/JGEOG371149

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>

Karstik Kapalı Depresyonların (Dolinlerin) Morfometrik Analizleri

Morphometric Analyses of Karstic Depressions (Dolines)

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK¹

¹Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Niğde, Türkiye

ÖZ

Dolinler (karstik kapalı depresyonlar) karstik alanların karakteristik yüzey şekillerindedir. Dolinlerin gelişimi, morfolojisi ve dağılışı üzerinde tektonik, morfolojik ve iklimsel özelliklerin büyük etkisi vardır ve bu etkenlerden dolayı dolinler karstik alanlarının morfo-tektonik gelişimi hakkında önemli ipuçları sağlar. Dolin morfometrisi ile ilgili çok fazla sayıda hesaplama olmakla birlikte bunların çok azı yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Bu çalışmada dolin morfometrisinde yaygın kullanılan parametreler, Dünya'dan ve Toroslar'dan örnekleri ile birlikte, açıklanmıştır.

Anahtar kelimeler: Dolin, morfometri, Toros Dağları

ABSTRACT

Dolines (karstic closed depressions) are surface landforms that are characteristic of karstic areas. Since tectonic, morphologic, and climatic features greatly affect doline development, morphology, and distribution, dolines can provide important information about the morpho-tectonic evolution of karstic areas. Although there are many calculations used in determining doline morphometry, but only a few are common. In this study, we review the parameters commonly used in determining doline morphometry and offer examples from around the world, specifically the Taurus Mountains.

Keywords: Doline, morphometry, Taurus Mountains

Geliş tarihi/Received: 26.12.2017 • **Kabul tarihi/Accepted:** 19.02.2018 • **Online yayın tarihi/Online published:** 30.03.2018

Sorumlu yazar/Corresponding author: Muhammed Zeynel ÖZTÜRK / muhammed.zeynel@gmail.com

Atıf/Citation: Öztürk, M. Z. (2018). Karstik kapalı depresyonların (dolinlerin) morfometrik analizleri. *Coğrafya Dergisi*, 36, 1-13.
<https://doi.org/10.26650/JGEOG371149>



EXTENDED ABSTRACT

Karstic terrains have distinctive surface and subsurface landforms and these areas comprise a significant component of the physical geography of Turkey. The Taurus Mountains, which is the largest and most important karstic terrain in Turkey, are highly karstified due to tectonic activity and climatic conditions. The surface of these areas is covered with lapies, dolines, uvalas, poljes, deep gorges, and paleo valleys. In this region, circular or semicircular karstic depressions are characteristic landforms with gently sloping karstic plateaus over 1500 m. Recent studies show that there are more than 140,000 dolines on twelve karstic plateaus. However, the distribution and properties of the dolines on these plateaus are not homogenous. Also, each morphometric parameter of the dolines provides important information about the morpho-tectonic evolution of karstic areas. For this reason, each doline areas must be individually investigated using morphometric techniques.

Doline morphometry is a commonly used metric in karstic surface research, since dolines are a featured indicator of karstic evolution. Currently, there are too many doline morphometric calculation methods, although a few are more commonly used. The main purpose of this study is to describe the main morphometric parameters of dolines.

The elevation at which dolines occur is determined based on their highest closed contour. Histograms are then prepared based on these elevations and doline zones are determined from the histogram analysis. For example, recent studies show that the doline zone of the Taurus Mountain corresponds to alpine zones above the treeline.

The density of dolines, i.e., the number of dolines per km², is calculated by one of two methods—the quadrant or kernel method—which use point data to represent the centers of dolines. The spatial distribution of the doline density is used to explain correlations between the density and lithologic, geomorphologic, topographic, and structural elements. For example, there are negative correlations between doline density, drainage density, and the degrees of slope in the Taurus Mountains.

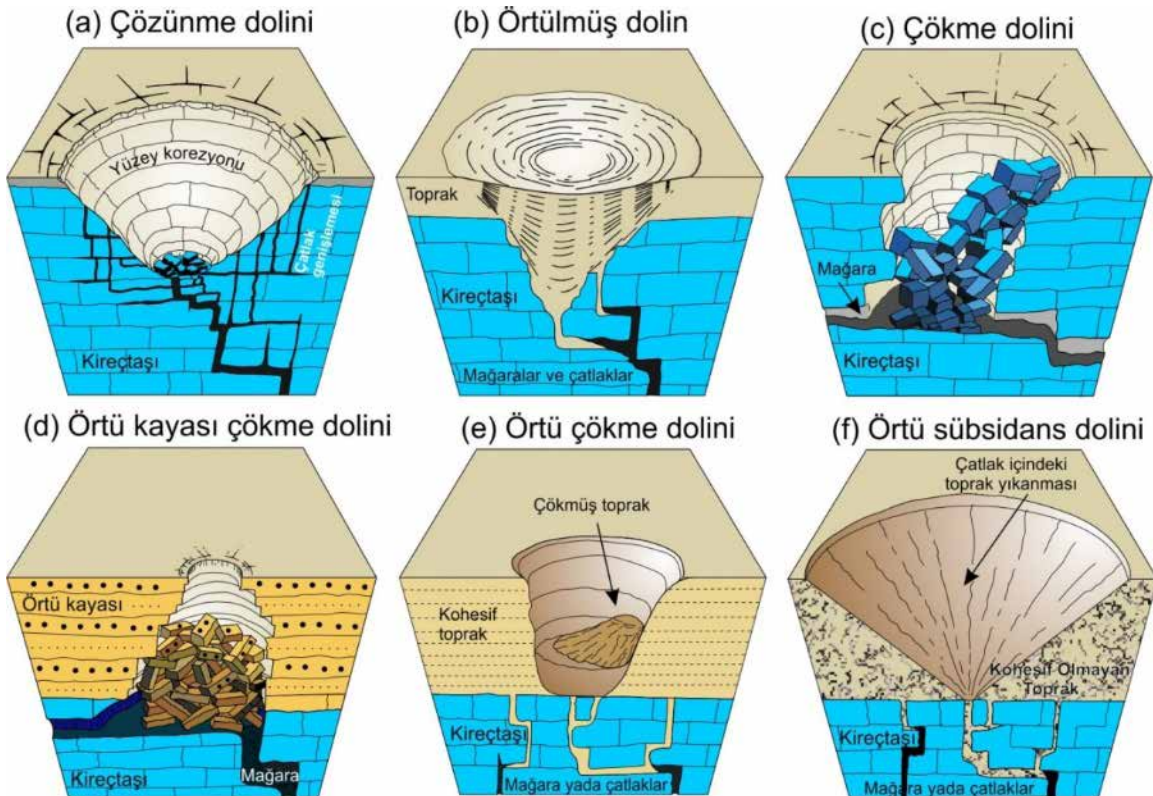
The pitting, total doline area, and corrosion intensity indexes are ratios with of the total karstic and total doline areas. They all provide information about the extent of karstification in limestones. When close to 1, these three ratios correspond to polygonal karst. The circularity index is the ratio of the area and perimeter of dolines and indicates their planimetric shapes. This ratio is high in places where paleo valleys are connected by cracks in different directions. The orientation of a doline is determined using the azimuths of the long axis and provides important information about the crack and fracture systems in doline areas. The elongation index is a ratio between the long and short axes of a doline. These two values provide important clues about the morpho-tectonic development of doline areas.

1. GİRİŞ

Çapları birkaç metreden 1 km'ye kadar değişen dairesel ya da yarıdairesel şekiller olan dolinler (özellikle çözünme dolinleri) orta enlemlerdeki ılıman kuşakta, özellikle Dinar Dağları gibi kıvrımlı karstik arazilerin karakteristik şekillerindedir (Ford ve Williams, 2007; Gams, 2000; Sauro, 2003). Ülkemizde de oldukça yoğun bir dağılıma sahip çözünme dolinleri özellikle Toros karst bölgesi ve Sivas jips karstı bölgesinin karakteristik yüzey şekillerindedir (Doğan ve Özel, 2005; Keskin ve Yılmaz, 2016; Nazik ve Tuncer, 2010; Öztürk, Şimşek, Utlu ve Şener, 2017a). Slav kökenli “dolina” kelimesinden türemiş olan dolinlere ülkemizde “tava”, “koyak”, “kokurdan”, “dölek”, “alan” gibi çeşitli isimler verilirken (Pekcan, 1999), uluslararası literatürde “swallet”, “swallow”, “sinkhole” (özellikle Kuzey Amerika’da) ya da “sink” denilmektedir (Erinç, 2001). Çin’de Triyas karbonatları üzerinde gelişen ve derinliği 700 metreye kadar ulaşan çökme dolinlerine “tiankeng” denilirken (Xuewen ve Weihai, 2006), İç Anadolu’da uluşan örtü kayası çökme/örtü çökme dolinlerine “obruk” denilmektedir (Doğan, 2004). Dolinler yüzeyde çukurluklar şeklinde görüldükleri için bazı çalışmalarda negatif yerşekilleri olarak da isimlendirilmişlerdir (Liang, Du, Ge ve Li, 2014). Dolinler temel olarak çökme ve

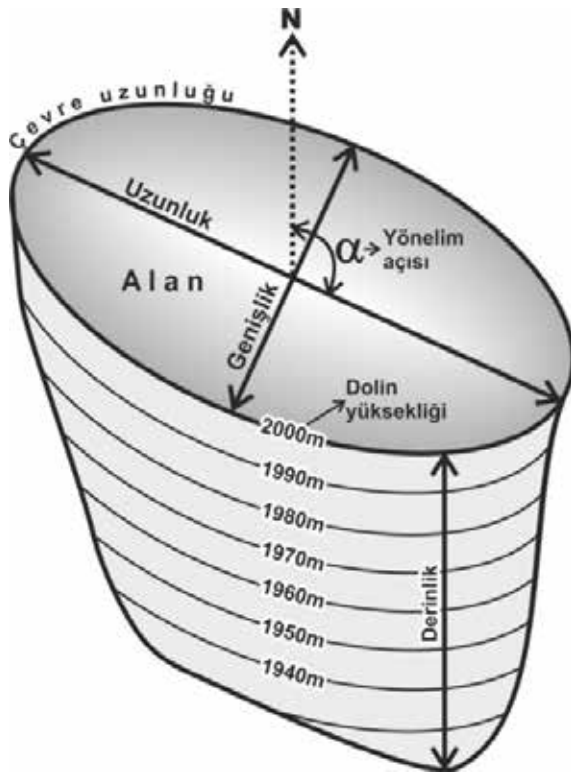
çözünme dolinleri olarak ele alınmakla birlikte dolin sınıflandırmasında dolinin geometrik şekli, boyutu, oluşum biçimi, hidrolojik yapısı, fonksiyonu, litoloji ve tektoniği gibi birçok kriter göz önünde bulundurulabilir (Car, 2001; Sauro, 2003). Son yıllarda yapılan çalışmalara göre dolinler çökme dolini, çözünme dolini, örtü kayası çökme dolini, örtü çökme dolini, örtülmüş dolin, alüvyal dolin (örtü sübidans dolini) olmak üzere altı temel gruba ayrılmıştır (Doğan, 2004; Waltham ve Fookes, 2003; **Şekil 1**). Çökme dolinleri, toprağın donmuş olduğu polar bölgeler haricinde tüm iklim tipleri içerisinde görülürken, çözünme dolinleri yüzeysel akışın ve yağışın buharlaşmadan fazla olduğu ılıman orta enlem iklimlerindeki yüksek karstik platolar üzerinde yaygın olarak görülür (Gams, 2000). Örneğin, Dinar Dağları üzerinde de 376 binden, Batı ve Orta Toroslar üzerinde ise 140 binden fazla dolin tespit edilmiştir (Öztürk, Şimşek, Utlu ve Şener, 2017b; Pahernik, 2013).

Karstik alanlar üzerinde yaygın bir dağılıma sahip olan çözünme dolinlerinin gelişimi, morfolojisi ve dağılışı üzerinde mikro ve makro yapısal özelliklerinin yani tektonik aktivitelerin özellikle de çatlak sistemlerinin (çatlak sıklığı ve doğrultusunun) büyük etkisi vardır (Chenoweth, 1997; Faivre ve Reiffsteck, 1999). Bu özellikten dolayı dolinlerin sıralanışları ve uzanımları



Şekil 1: Dolin tipleri (Doğan, 2004; McCraw ve Land, 2016; Waltman ve Fookes, 2003'ten düzenlenerek).
Figure 1: Doline types (rearranged from Doğan, 2004; McCraw and Land, 2016; Waltman and Fookes, 2003).

alandaki etkili olan fay ve çatlak sistemleri hakkında bilgi verir (Faivre ve Reiffsteck, 1999; Nazik, 1986; Öztürk vd., 2017a) ve dolinler karstik gelişim sürecinin önemli göstergelerinden birisi olarak kabul edilir (Doğan, 2004). Tektonik önemlerinin yanı sıra dolin ve uvalaların gelişimi paleovadi sistemleri ile de yakından bağlantılıdır (Bocic, Pahernik ve Mihevc, 2015; Nazik, 1985; Öztürk, Utlu, Şener ve Şimşek, 2017c; Waltham, Bell ve Culshaw, 2007). Bu nedenlerden dolayı dolinlerin morfometrik özelliklerinin doğru analizi, karstik alanların morfotektonik evrimi hakkında önemli ipuçları sağlamaktadır (Jeanpert vd., 2016; Jennings, 1975). Ancak bu bilgilere ulaşabilmek amacıyla dolin tiplerinin, dağılımlarının ve fiziki koşullar ile ilişkisinin doğru bir şekilde belirlenmesi gereklidir. Bu bilgilere de yoğun arazi çalışmaları ile Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) aracılığıyla gerçekleştirilen morfometrik analizleri ve haritalar sonucunda ulaşılabilir. Dolinler ya da başka bir ifade ile karstik depresyonlar küçük drenaj havzaları olarak da değerlendirildikleri için (Day, 1976) dolin morfometrisi ile havza morfometrisinde kullanılan bazı morfometrik hesaplamalar benzerlik göstermektedir. Bondesan, Meneghel ve Sauro (1999) tarafından dolinlere ait 65 farklı morfometrik parametre formüle edilmiştir. Ancak bu formüllerin çok az bir kısmı yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu çalışmada dolin çalışmalarında yaygın kullanılan temel morfometrik analizlerin neler oldukları üzerinde durulacaktır (Şekil 2).



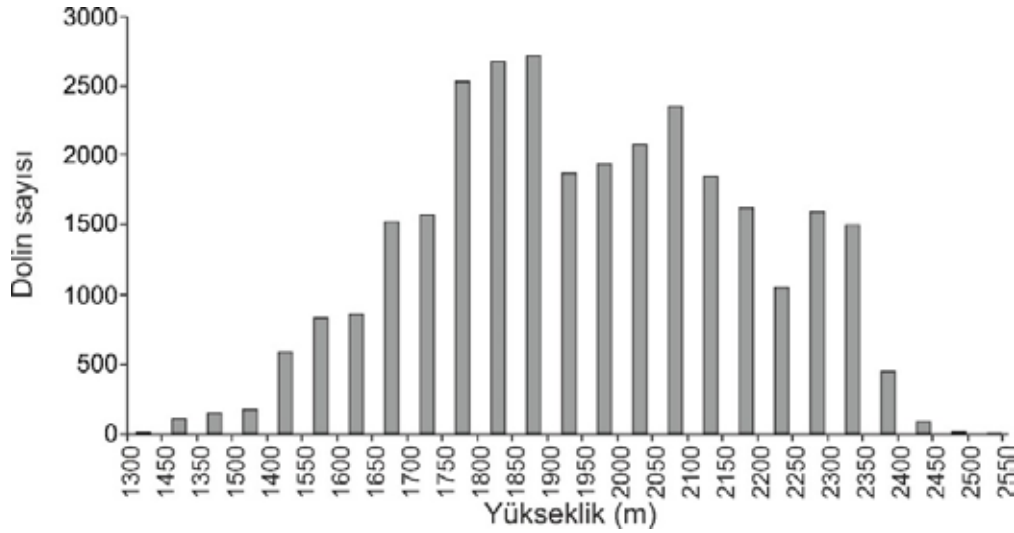
Şekil 2: Dolin morfometrisinde kullanılan temel parametreler.
Figure 2: Basic parameters used in doline morphometry.

2. MORFOMETRİK ANALİZLER

Dolinler karstik alanın morfotektonik gelişim sürecinin önemli göstergelerinden birisi olmasından dolayı dolin morfometrisi yüzey karstı araştırmalarında yaygın olarak kullanılan yöntemlerden bir tanesidir. Dolinlerin nasıl oluştuklarını anlamak ve alan için ne gibi bilgiler sağladığını belirlemek için onların morfolojilerini ve boyutlarını, topografik ve jeomorfolojik birimler ile ilişkilerini, kendi içyapılarını bilmemiz gereklidir. Bu verilere ulaşmanın temel yolu ise bu şekillere ait morfometrik hesaplamaların yapılmasıdır. Çünkü morfometrik teknikler dolinlerin objektif ve kantitatif bir sistem ile tanımlanmasını ve analizinin yapılmasını sağlar (Bondesan vd., 1999). İlk dolin yoğunluğu ve dolin morfometrisi çalışması Cramer (1941) tarafından yapılmış olmakla birlikte Williams (1966; 1971; 1972) tarafından yapılan morfometri çalışmalarından sonra, dolin morfometrisinin önemi daha iyi anlaşılmış ve günümüze kadar dünya genelinde birçok alan ile ilgili dolin morfometrisi çalışmaları yapılmıştır. Dolinlerin geometrik özellikleri çok farklı olduğundan dolayı dolinlerin sınıflandırmaları morfometrik analizlere göre yapılmaktadır. Bu sınıflandırmalar yapılırken şekle ait tek bir parametre kullanılabileceği gibi birden fazla parametreye dayanan istatistik hesaplamalara göre de yapılmaktadır (Aguilar, Bautista, Mendoza, Frausto ve Ihl, 2016; Jeanpert vd., 2016; Kobal, Bertonecelj, Pirotti, Dakskobler ve Kutnar, 2015; Liang vd., 2014; Öztürk ve Akbaş, 2016). Klasik morfometrik çalışmalar temel olarak 1/25.000 ve 1/10.000, 1/5.000 gibi topografik haritalara ve hava fotolarına dayalı olarak gerçekleştirilmiştir. Ancak son zamanlarda Lidar gibi daha yüksek çözünürlüklü sayısal arazi modellerinin ulaşılabilirliğinden dolayı dolin morfometrisi çalışmaları bu modeller üzerinden gerçekleştirilmeye başlanmıştır (Bauer, 2015; Kobal vd., 2015; Pardo-Igúzquiza, Valsero ve Dowd, 2013; Telbisz vd., 2016). Kullanılan bu kaynaklar, ele alınan dolin sayısı ve incelenen alanın büyüklüğüne göre çeşitli morfometrik hesaplamalar yapma imkânı sunar. Temel morfometrik hesaplamaların yanı sıra, yüksek çözünürlüklü sayısal arazi modellerinin yaygınlaşması yeni yöntemler geliştirilerek yeni morfometri hesaplarının yapılmasına imkan sağlar (Pardo-Igúzquiza vd., 2013). Örneğin Jeanpert vd. (2016) dolinleri Lidar görüntüleri kullanılarak iç yamaç eğimlerine göre sınıflandırabilmiştir.

2.1. Histogramlar

Histogramlar ya da dolinlerin yükseklik basamaklarına göre frekansları, dolin morfometrisi ile ilgili yapılan her çalışmada ele alınan temel parametrelerden bir tanesidir. Dolin çalışmalarında



Şekil 3: Bolkar Dağları'nın batısındaki platoluk alanda (Lokasyon şekil 5'te gösterilmiştir) yer alan 30 binden fazla doline ait histogram (Öztürk vd., 2017a).

Figure 3: Histogram belong to 30 thousand dolines located western part of Bolkar Mountains (Location showed in figure 5) (Öztürk et al., 2017a).

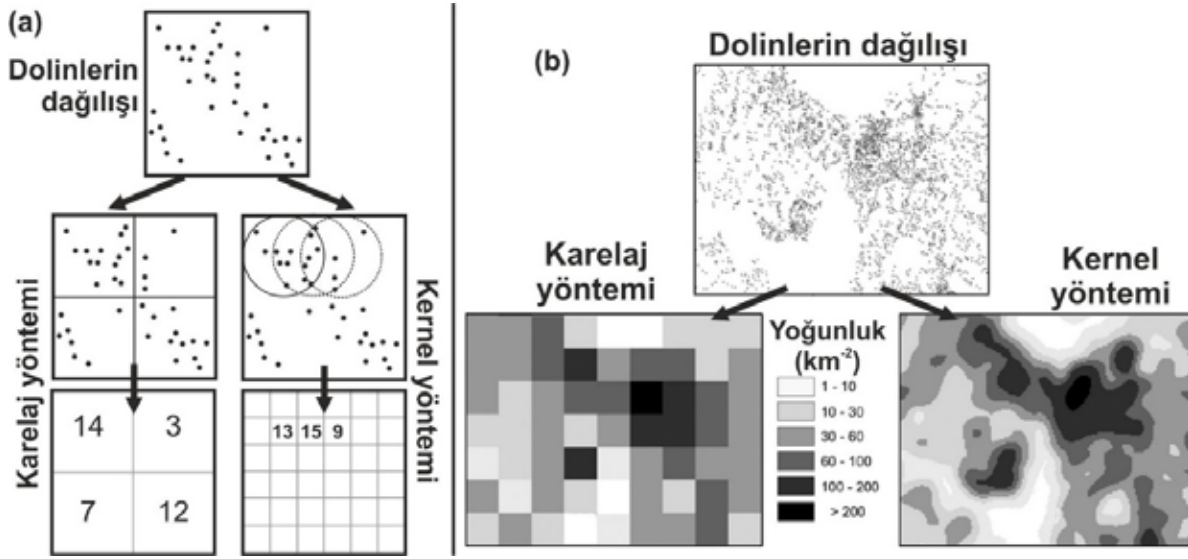
histogramlar oluşturulurken, dolini oluşturan en üst kapalı kontur eğrisinin yüksekliği dikkate alınır (Şekil 2). Tespit edilen değerlerin yükselti basamaklarına göre frekanslarının hesaplanması ile alana ait dolin histogramı oluşturulur ve bu histogramlar ile dolinlerin yükseltiye göre dağılımları açıklanır. Örneğin Orta Toroslar'da Bolkar Dağları'nın batısındaki platoluk alan üzerinde tespit edilen 30 bin doline göre; dolinlerin %75'i 1650-2250 metreleri arasında dağılım göstermektedir (Öztürk vd., 2017a). Geyik Dağları üzerinde gerçekleştirilen başka bir çalışmada kütle üzerindeki 26 binden fazla dolinin %80'inin 1700-2400 metreleri arasında bulunduğu tespit edilmiştir (Şimşek, 2017). Bu durum Toroslardaki dolin zonunun orman üst sınırı üzerindeki Alpin kuşağa karşılık geldiğini gösterir. Benzer şekilde Alpler'in doğu kesiminde yer alan Hochschwab platosunda bulunan 7100 doline göre, dolinler 1700-1900 metreleri arasında yoğunlaşmaktadır. Özellikle orta emlerdeki bu dağılım çözünme dolinlerinin oluşumunda buzul erozyonunun önemli bir etki olduğunu düşündürmektedir (Plan ve Decker, 2006). Ayrıca eski sirk alanlarının morenler ile kaplanması sonucunda morenlerin altında devam eden derine doğru akış, sirkler içerisinde örtü sübidans dolinlerinin gelişmesini sağlar. Orta enlemlerde yüksekliği 2000 metrenin altında kalan alanlarda ise, yükseklik ile birlikte dolin sayısının artması, yükseklik ile birlikte sıcaklık değerlerinin düşmesi ve yağış değerlerinin artması ile ilgilidir (Pardo-Igúzquiza vd., 2013).

2.2. Yoğunluk

Dolin yoğunluğu (D_y) genel olarak dolin sayısının karstlaşma alanına bölünmesi ile elde edilir (Formül 1). Bu yoğunluk alan

hakkında tek bir değer verdiği için dolin yoğunluğunun karstik alan içerisindeki dağılımı hakkında bir ipucu veremez. Bu nedenle alan içerisinde km^2 'ye düşen dolin sayısını bulunarak dolin yoğunluğunun (dolin/km^2) alansal dağılımı ortaya konulması gereklidir. Dolin yoğunlukları (dolin/km^2) temel olarak iki yöntem esas alınarak belirlenir (Şekil 3). Bunlardan bir tanesi kareler olarak da isimlendirilen eşit boyutta ve homojen bir dağılım gösteren karelerden oluşan grid sistemidir (quadrat analysis) ve bu yöntemde karelerin alanı genel olarak 1 km^2 olarak belirlenir (Öztürk, Şimşek ve Uflu, 2015). Ancak bu yöntemde komşu hücreler arasındaki coğrafi devamlılık tam olarak yansıtılamamaktadır. Bu nedenle yoğunluk miktarları istatistiksel hesaplamalara dayanan "çekirdek yoğunluk tahmini" olarak da isimlendirilen Kernel yoğunluk tahmin sistemine göre hesaplanır. Her iki yöntemde de yoğunluklar dolin merkezlerini temsil eden noktalara göre belirlenir (Şekil 3a). Kareler yönteminde basit ya da klasik yöntem olarak da isimlendirilir ve karelerin içerisinde kalan noktaların sayısı ile elde edilir. Kernel yönteminde de grid sisteminde olduğu gibi alan karelere bölünür. Ancak hesaplamalar o karelerin merkezine göre çizilen ve belirli yarıçap değerlerine sahip eşit boyuttaki dairelere göre hesaplanır (Şekil 3a). Yöntemde yoğunluklar daire içerisinde kalan noktaların yoğunluğu ile bu dairenin merkezinden uzaklaştıkça değişen noktasal yoğunlukların hesaplanması ile belirlenir. Böylece merkez daire ve çevresindeki diğer dairelerdeki yoğunluklar hesaba katılarak yoğunluğa coğrafi süreklilik kazandırılmış olunur (Şekil 3b).

$$D_y = \frac{\text{Dolin sayısı (Ds)}}{\text{(Karstlaşmanın alanı (A))}} \quad (1)$$



Şekil 4: Dolin yoğunluk hesaplamalarında yaygın kullanılan iki yöntem (a) ölçüm yöntemleri ve (b) Gorski Kotar (Hırvatistan) bölgesi için iki yöntem ile oluşturulan dolin yoğunluk haritaları (Pahernik, 2012'den düzenlenerek).

Figure 4: Two commonly used methods for doline density calculations (a) measurement methods and (b) doline density maps drawn based on two methods for the Gorski Kotar (Croatia) region (rearranged from Pahernik, 2012).

Tablo 1: İki çalışmaya göre dolin yoğunluk sınıflandırmaları.
Table 1: Doline density classifications according to two articles.

(a) Faivre ve Pahernik (2007)'ye göre	
Dolin yoğunluğu (Dy - dolin/km ²)	Tanım
10'dan küçük (Dy < 10)	Düşük yoğunluk
10 ile 40 arası (10 < Dy < 40)	Orta yoğunluk
40 ile 70 arası (40 < Dy < 70)	Yüksek yoğunluk
70'den büyük (Dy > 70)	Çok yüksek yoğunluk
(b) Pahernik (2012)'ye göre	
Dolin yoğunluğu (Dy - dolin/km ²)	Tanım
10'dan küçük (Dy < 10)	Çok düşük yoğunluk
10 ile 30 arası (10 < Dy < 30)	Düşük yoğunluk
30 ile 60 arası (30 < Dy < 60)	Orta yoğunluk
60 ile 100 arası (60 < Dy < 100)	Yüksek yoğunluk
100 ile 200 arası (60 < Dy < 100)	Çok yüksek yoğunluk
200'den büyük (Dy > 200)	Aşırı yüksek yoğunluk

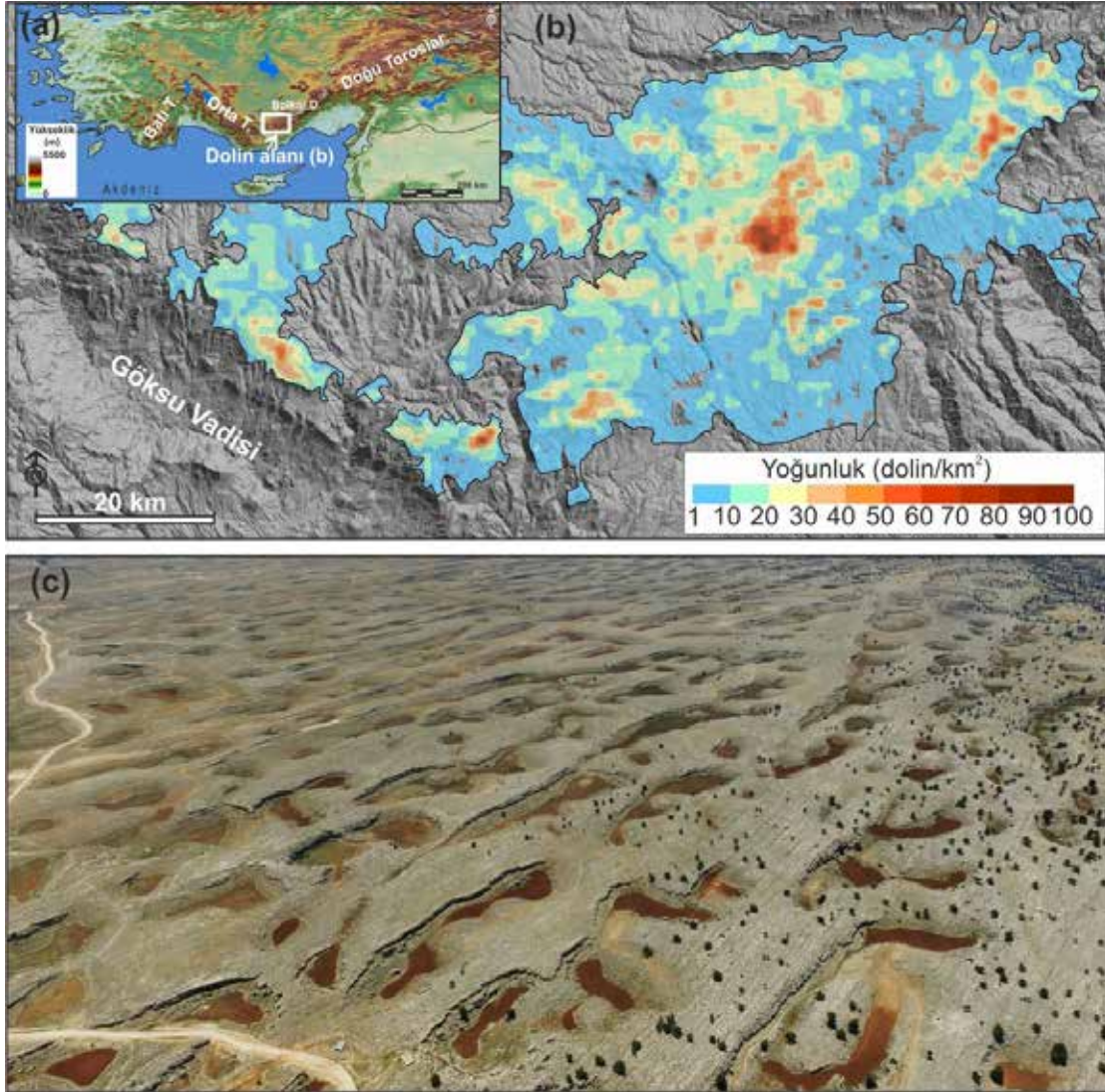
Dolin yoğunlukları (dolin/km²) hem aynı alan içerisinde hem de farklı alanlara göre oldukça fazla değişkenlik gösterir. Örneğin dolin yoğunluğu Toroslarda 187 dolin/km²'ye kadar ulaşırken, Dinarlar üzerinde 281 dolin/km²'ye kadar ulaşabilmektedir (Öztürk vd., 2017b; Pahernik, 2012). Bazı çalışmalarda dolin yoğunluklarına göre sınıflandırmalar yapılmıştır. Örneğin, Faivre ve Pahernik (2007) tarafından dolin yoğunlukları 4 sınıf içerisinde değerlendirilmiştir (Tablo 1). Bu sınıflandırmalara göre Torosların yüksek kesimlerindeki karstik platolar çok yüksek yoğunluk değerlerine (Öztürk, 2017a, 2017b; Şimşek,

2017), Dinar bölgesindeki bazı alanlar ise aşırı yüksek yoğunluk değerlerine sahiptir (Pahernik, 2012).

Dolin yoğunluklarının alansal dağılışı özellikleri haritalanarak dağılışın litoloji, topografya, tektonik özellikler ile olan ilişkileri ortaya konulabilir. Toroslarda dolinler genel olarak neritik kireçtaşları üzerinde gelişirken en yüksek yoğunluğa fay ve çatlak sisteminin yoğunlaştığı, düşük eğimli yüksek karstik platolar üzerinde arttığını ortaya koymuştur (Öztürk vd., 2017b). Başka bir çalışmada da, antiklinal yüzeyleri boyunca meydana gelen çatlak sistemlerine bağlı olarak yoğunluğun arttığını ortaya koymuştur. Bununla birlikte yoğunlukların yüksek eğimli alanlarda ve drenajın iyi geliştiği alanlarda minimuma düştüğü gözlenmiştir (Öztürk vd., 2017a). Dolin yoğunlukları ve histogramları bazı temel bilgiler sağlamak ile birlikte ele alınan alanda dolin dağılışını etkileyen parametreleri belirlemek için yeterli değildir. Bu nedenle daha detaylı morfometrik hesaplamalara ihtiyaç vardır (Day, 1976).

2.3. Çukurlaşma oranı (R_C), dolin alanı oranı (R_D) ve korasyon yoğunluğu oranı (R_K)

Çukurlaşma oranı ya da indeksi (R_C), yüzey karstının görüldüğü alanın, o alan içerisinde bulunan dolinlerin toplam alanına bölünmesi ile elde edilir (Day, 1976; Williams, 1969, 1971; Formül 2). Bu orandaki değerlerin yerlerinin değiştirilmesi ile, yani dolinlerin toplam alanlarının yüzey karstının toplam alanına bölünmesi ile de dolin alanı oranı (R_D) elde edilir (Bondesan vd., 1992; Formül 3). Jennings



Şekil 5: (a) incelenen alanın lokasyonu, (b) Bolkar Dağlarının batısındaki platoluk alanlar üzerinde dolin yoğunluğunun dağılışı (c) dolin yoğunluğunun maksimuma ulaştığı alana ait drone görüntüsü (Öztürk vd., 2017a).

Figure 5: (a) location of investigated area, (b) spatial distribution of doline density on plateaus located at western part of Bolkar Mountains, (a) a drone photo belong to maximum doline density area (Öztük vd., 2017a).

(1975) tarafından 1 km^2 'lik alanlar içerisindeki toplam dolin alanları belirlenerek korasyon yoğunluğu indeksi (R_K) olarak yorumlanmıştır (Formül 4).

Çukurlaşma oranında en düşük değer 1 olabilirken, dolin alanı oranında ve korasyon yoğunluğu oranında en yüksek değer 1'dir. Bu oranlar alanın ne kadarının dolinler tarafından işgal edildiğini ve dolayısıyla karstik yüzey ayrışmasının ne kadarlık alanda etkili olduğunu göstermektedir. Dolinler yüzey suyu ile yeraltı suyu arasında geçiş sağladığından dolayı bu indisler iç akışların yoğunluğu hakkında da bir fikir verir. Her üç indiste de değerlerin 1'e yaklaşması alanda yüzeysel drenajın gelişmediğini ve yüzey suyunun tamamen dolinler tarafından yeraltı sistemine aktarıldığını gösterir (Bauer, 2015). Bu durum özellikle poligonol

karst alanlarına yaygındır. Değerlerin 1'den uzaklaşması dolinlerin daha az alan kapladığını ve yüzey drenajının geliştiğini gösterir.

$$R_C = \frac{\text{Yüzey karstının toplam alanı (km}^2\text{)}}{\text{Dolinlerin toplam alanı (km}^2\text{)}} \quad (2)$$

$$R_D = \frac{\text{Dolinlerin toplam alanı (km}^2\text{)}}{\text{Yüzey karstının toplam alanı (km}^2\text{)}} \quad (3)$$

$$R_K = \frac{\text{1 km}^2\text{'deki dolinlerin toplam alanı}}{\text{1 km}^2} \quad (4)$$

3.4. Uzun eksen (U), Kısa eksen (K) ve Uzama oranı (R_E)

Uzun eksen (U, uzunluk, çap ya da uzun çap) ve kısa eksen (K, genişlik ya da kısa çap) dolinlerin ve diğer jeomorfolojik birimlerin tanımlanmasında kullanılan temel parametrelerdendir. İndiste kullanılan uzun eksen (uzunluk), dolinin en üst kapalı kontur eğrisi üzerinde birbirine en uzak iki nokta arasındaki yatay mesafeyi (Denizman, 2003), kısa eksen (genişlik) uzun eksene dik (90°) bir şekilde birbirine en uzak iki nokta arasındaki yatay mesafeyi temsil eder (Bondesan vd., 1999; **Şekil 2**). Uzun eksenin kısa eksen değerine bölünmesiyle uzama oranı değerleri (R_E) bulunarak eliptik özelliklere sahip şekillerin nasıl bir dağılışı gösterdiği bulunur (**Formül 5**). Dairesellikten uzaklık (*eccentricity*) olarak da isimlendirilen bu indis bazı çalışmalarda kısa eksen değerinin uzun eksen değerine bölünmesiyle de elde edilmiştir (Day, 1983; Ferrarese, Sauro ve Tonello, 1998). Her iki şekilde de değer 1'e yaklaşması şeklin dairesel, 1'den uzaklaşması ile eliptik özellikte olduğunu gösterir (**Şekil 6**). Basso, Bruno, Parise ve Pepe (2013) tarafından dolinler uzama oranı özelliklerine göre 4 gruba ayrılmıştır (**Tablo 2**). Çözünme dolinlerinin büyük bölümünde uzama oranı 1.5 değerinden düşüktür (Sauro, 2012). Uzama oranı dolin ve drenaj havzaları haricinde diğer morfolojik birimlere de uygulanmaktadır. Örneğin Dóniz-Páez (2015) volkan konilerini uzama oranlarına

göre sınıflandırmış ve 1 değerini dairesel, 1.1-1.2 arasını yarıdairesel, 1.3-1.5 arasını yarı eliptik, 1.6-1.9 arasını eliptik, 2-2.5 arasını uzamış eliptik ve 2.6'dan büyük olanları süpereliptik olarak sınıflandırmıştır. Maclachlan ve Eyles (2013) uzama oranına göre drumlinleri 3 gruba (2'den küçük, 2 ile 4 arası ve 4'ten büyük) ayırmıştır.

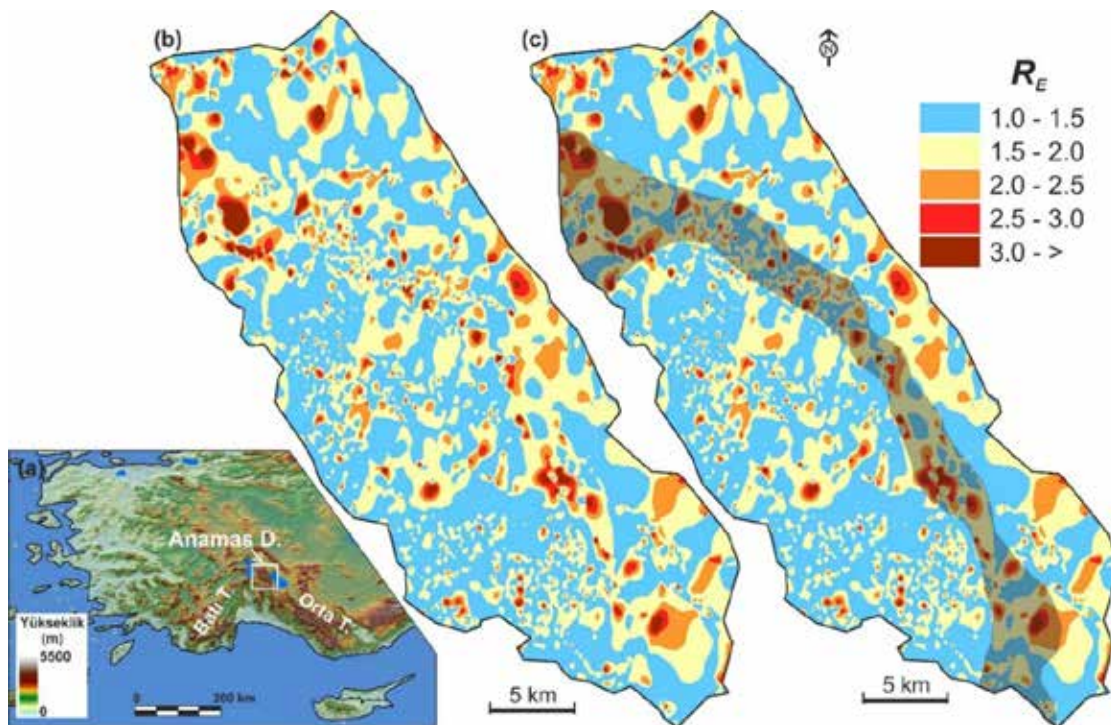
$$D_E = \frac{\text{Uzun eksen (m)}}{\text{Kısa eksen (m)}} \quad (5)$$

Tablo 2: Uzama oranı değerine göre dolin sınıflandırması (Basso vd., 2013).

Table 2: Doline classification according to elongation ratio (Basso et al., 2013).

Uzama oranı değeri (R_E)	Şeklin tanımı
1.21'den küçük ($R_E < 1.21$)	Dairesel, yarıdairesel
1.21 ile 1.65 arası ($1.21 < R_E < 1.65$)	Yarı eliptik
1.65 ile 1.8 arası ($1.65 < R_E < 1.8$)	Eliptik
1.8'den büyük ($R_E > 1.8$)	Uzamış

Orta Toroslar'ın batısında ve Isparta Açısı'nın kuzey kanadında yer alan Anamas Dağı üzerindeki 10652 dolinin uzama oranına göre kütle üzerinde uzama oranı bölgesi belirlenmiştir. Bu bölgenin uzanımı Isparta Açısının uzanımına paralel olduğu tespit belirlenmiştir (**Şekil 6**).



Şekil 6: (a) Anamas Dağının lokasyonu, (b) 10652 dolinin uzama oranına göre kütle üzerinde R_E değerinin dağılışı ve (c) bu dağılışa göre belirlenen uzama oranı bölgesi (transparan olarak gösterilen bölge).

Figure 6: (a) location of Mount Anamas (a) distribution of R_E values on mount according to elongation ratios belong to 10652 dolines and (c) elongation ratio region (transparent area) determined with this distribution.

3.5. Alan (A), hacim (V), çevre uzunluğu (P) ve dairesellik indisi (I_c)

Dolinlerin en üst kapalı kontur eğrisine göre belirlenen alan ve çevre uzunluk değerleri (**Şekil 2**) ve bu değerler aracılığıyla hesaplanan dairesellik indisi değerleri (I_c , **Formül 6**) dolinlerin geometrik şekilleri hakkında fikir veren diğer bir parametredir (Goudie, 2003). Bazı dolin çalışmalarında genel olarak drenaj havzalarının şekillerinin tanımlanmasında kullanılan Gravelius katsayısı da (Gravelius coefficient- G_c , **Formül 7** ve **8**) dairesellik indisi olarak kullanılmıştır (Aguilar vd., 2016; Jeanpert vd., 2016). Her iki yöntemle de belirlenen indis planimetrik şekil (planimetric shape) olarak da isimlendirilir (Denizman, 2003). Her üç yöntemde de değer 1 olması şeklin daire biçiminde olduğunu gösterirken, 1'den uzaklaşması şekilde biçimsel bozulmanın arttığını yani daha düzensiz bir biçim aldığını göstermektedir. Dairesellik indisi değeri özellikle farklı yönlerdeki çatlak sitemlerinin ya da bir den fazla paleovadinin kesişim noktasında bulunan dolinlerde yüksek çıkmaktadır.

$$I_c = \frac{A}{\pi \left(\frac{2A}{P} \right)^2} \quad (6)$$

$$G_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (7)$$

$$G_c = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \quad (8)$$

Dolinlerin genişlemesine bağlı olarak tüm parametrelerde değişimler meydana gelmektedir. Bu nedenle dolinlerin uzun eksen değeri arttıkça kısa eksen değeri de artmakta, alan değeri arttıkça çevre uzunluğu değeri de artmakta ve bu iki parametrenin artışına bağlı olarak uzama oranı arttıkça dairesellik indisi değeri de artmaktadır. Bu nedenle bu parametreler arasında sürekli olarak pozitif korelasyonlar bulunmaktadır (**Şekil 7**).

Alan ve dairesellik indisi değerleri karstik şekillerin sınıflandırmasında da kullanılmaktadır. Örneğin Aguilar vd. (2016) Meksika'nın Yukatan bölgesindeki 6700 karstik depresyonun sınıflandırmasını dairesellik indisini (Gravelius katsayısı) temel alarak yapmıştır. Çalışmada indisi değeri 1 ile 1.04 arasında olan ve alanı 1 km²'den düşük olanlar dolin, indisi değeri 1.04'ten büyük alanı ise 1 km²'den küçük olanlar uvala, indisi değeri 1.04'ten büyük ve alan değeri 1 km²'den büyük olanlar ise polye olarak sınıflandırmıştır.

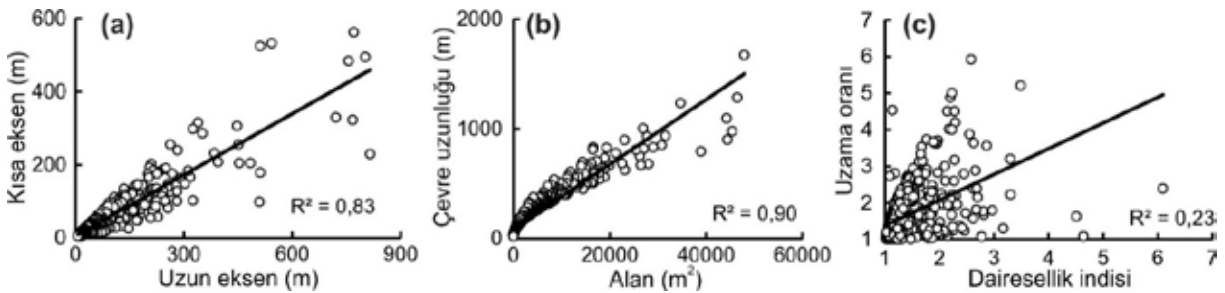
Şekilsel sınıflandırmanın yanı sıra dairesellik indisi karstlaşmanın görece olarak yaşlandırılmasında da kullanılmıştır. Brinkmann, Parise ve Dye (2008) örtü kayası çökme dolinlerin dairesellik indisinin düşük, yani dairesel formlara sahip olduğu alanlarda karstlaşmanın daha genç, dairesellik indisi değerinin büyük yani dolinlerin dairesel formlara sahip olmadığı alanlarda daha yaşlı olduğu belirtilmiştir. Aynı çalışmada dolinler alansal büyüklüklerine göre de sınıflandırılmıştır. Çalışmada alanı 27,000 m²'den küçük olanlar küçük dolinler, 27,000-97,000 m² arasında olanlar orta büyüklükteki dolinler ve 97,000 m²'den büyük olanlar ise büyük dolinler olarak ele alınmış ve haritalandırılmıştır.

Dolin çalışmalarında hacim (V) hesabı, dolin içinin ayrıntılı ölçümleri yapılamadığından dolayı, dolinlerin koni şeklinde oldukları varsayılarak aşağıdaki formülle hesaplanır (Plan ve Decker, 2006; **Formül 9**).

$$V = Alan \cdot \frac{Derinlik}{2} \quad (9)$$

3.6. Çap/derinlik oranı (CD_o)

Bazı çalışmalarda iç şekil indisi (*index of internal shape*) olarak da isimlendirilen (Day, 1983), çap/derinlik oranı ilk kez Coleman ve Balchin (1959) tarafından bir kriter olarak ele



Şekil 7: Tahtalı Dağları üzerinde bulunan 992 karstik depresyona ait (a) uzun ve kısa eksen, (b) alan ve çevre uzunluğu, (c) uzama oranı ile dairesellik indisi değeri arasındaki değişimler (Öztürk vd., 2015'e ait verilerinden düzenlenerek).

Figure 7: (a) long and short axis, (b) area and perimeter, (c) elongation ratio and circularity index values of 992 karstic depressions located on Tahtalı Mountains (edited from data of Öztürk et al., 2015).

almıştır. Dolinlerin en alçak noktasını temsil eden derinlik (Şekil 2), özellikle çökme dolini alanlarında kullanılan önemli parametrelerden bir tanesidir. Çap/derinlik oranı özellikle çökme dolinlerinin kökeninin bulunmasında yaygın kullanılan analizlerden bir tanesidir (Bondesan vd., 1992; Day, 1976). Bu oran genel olarak çap (uzunluk) değeri, derinliğe bölünerek elde edilmekle birlikte bazı çalışmalar derinliği çapa bölerek de elde etmişlerdir (Day, 1983; Sauro, 2012). Çözünme dolinlerinde ÇD_0 çok fazla değişkenlik göstermezken, çökme dolinlerinde çok farklılık gösterir. Bu nedenle çözünme dolinlerinde silindirik şekiller nadir olarak görülürken, çökme dolinlerinde silindirik şekil oldukça yaygındır. Çap ve derinlik bilgilerine dayanarak dolinlerin geometrik sınıflandırmasını da yapmak mümkündür (Tablo 3). Çap ve derinlik oranları dolin yamaçlarının eğimini de etkileyeceğinden dolayı benzer sınıflandırma dolin yamaçlarının eğimine göre de yapılmaktadır. Jeanpert vd. (2016) tarafından, yüksek çözünürlüklü Lidar görüntüleri kullanılarak yapılan analizlere göre, dolinler yamaç eğimleri 30° 'den fazla ise çökme, 15° - 30° arasında olursa kase şekilli, 15° 'den az olursa düz tabanlı olarak sınıflandırılmıştır.

3.7. Simetri

Dolinlerin en derin noktası genel anlamda dolin iç drenajının birleştiği merkez noktasına karşılık gelir ve geometrik merkez ile uyumlu olmayabilir (Ford ve Williams, 2007). Dolin simetrisi, dolinin en derin noktasına göre hesaplanan genişlik ve uzunluk değerlerinin oranına göre belirlenir (Williams, 1972). Dolinin en derin noktasının uzun eksenini kestiği noktadan itibaren uzun eksene paralel iki uzun eksen çizgisi çizilir ve metre cinsinden değerleri bulunur (U_1 ve U_2). Benzer şekilde dolinin en derin noktasının kısa eksenini (genişliği) kestiği noktadan itibaren genişlik çizgisine paralel iki genişlik çizgisi çizilir ve metre cinsinden değerleri bulunur (K_1 ve K_2).

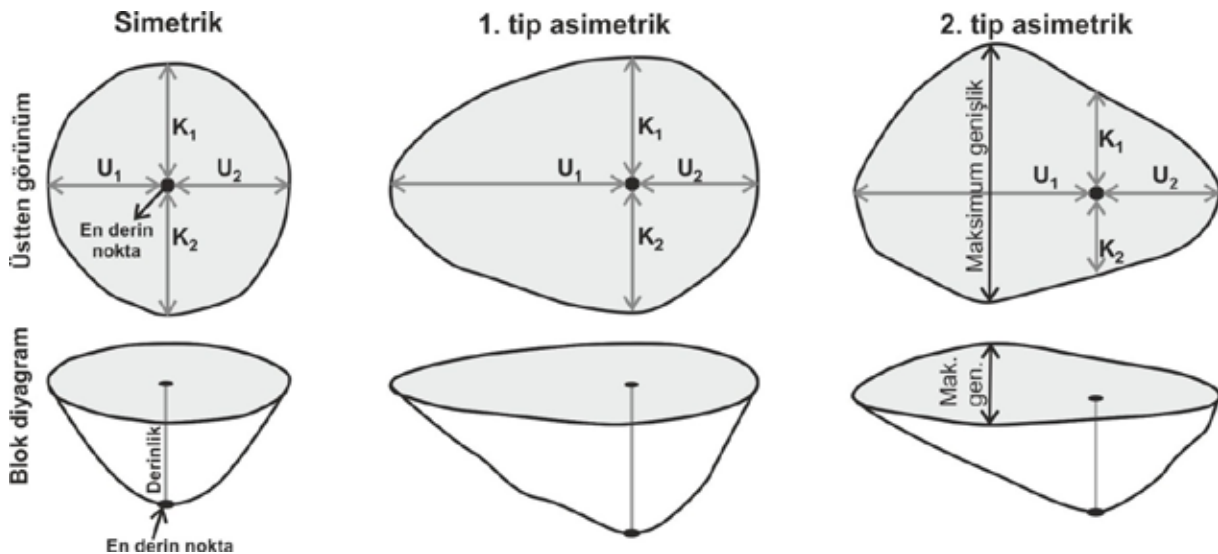
Eğer, " $U_1 = U_2$ ve $K_1 = K_2$, $K_1 + K_2 =$ maksimum genişlik" koşulları sağlanıyorsa şekil simetrik özelliktedir.

" $U_1 \neq U_2$ ve $K_1 = K_2$, $K_1 + K_2 =$ maksimum genişlik" koşulları sağlanıyorsa şekil 1. tip asimetric özelliktedir.

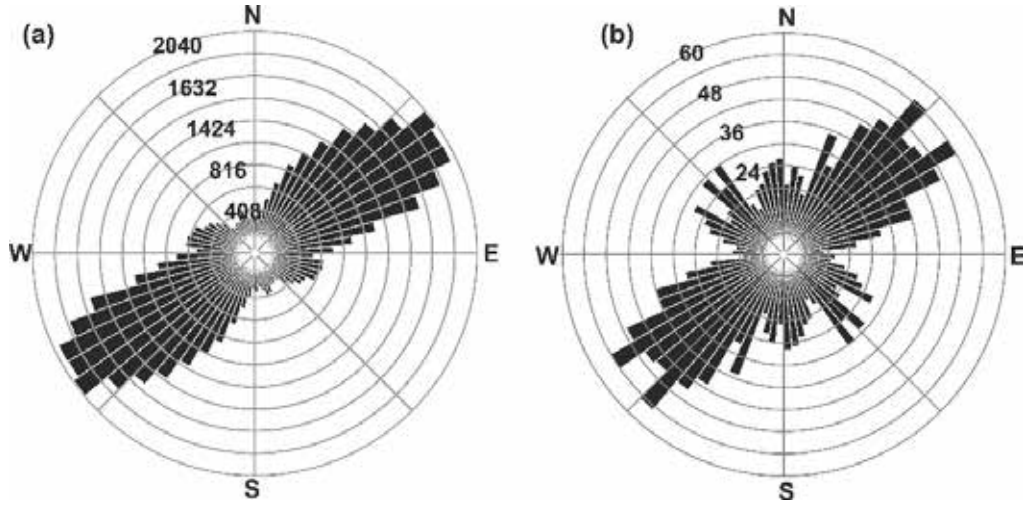
" $U_1 \neq U_2$ ve $K_1 \neq K_2$, $K_1 + K_2 \neq$ maksimum genişlik" koşulu sağlanıyorsa şekil 2. tip asimetric özelliktedir.

Tablo 3: Çap/derinlik oranına göre dolinlerin sınıflandırılması ve temsili biçimleri (Bondesan vd., 1992).
Table 3: Classification and representation of dolines according to diameter/depth ratios (Bondesan et al., 1992).

Çap/derinlik oranı (ÇD_0)	Şeklin tanımı	
5'ten büyük ($\text{ÇD}_0 > 5$)	Tabak şekilli	
2 ile 5 arası ($5 > \text{ÇD}_0 > 2$)	Kase şekilli	
1.5 ile 2 arası ($2 > \text{ÇD}_0 > 1.5$)	Koni	
1.5'ten küçük ($1.5 > \text{ÇD}_0$)	Silindir	



Şekil 8: Dolinlerin simetrik özelliklerini gösteren temsili biçimler (Williams, 1972).
Figure 8: Representative forms showing symmetric properties of dolines (Williams, 1972).



Şekil 9: Ecemiş Fayı'nın (a) batısı (Balkar Dağları'nın batısı) ve (b) doğusundaki (Tahtalı Dağları) karstik platolar üzerinde yer alan dolinlere ait gül diyagramları (Öztürk vd., 2015; Öztürk vd., 2017a).

Figure 9: Rose diagrams of dolines on karstic plateaus located (a) western (Balkar Mountains) and (b) eastern part (Tahtalı Mountains) of Ecemiş Fault (Öztürk et al., 2015; Öztürk et al., 2017a).

Kısaca simetrik yapıda dolinin en derin noktası şeklin merkezindedir. Asimetrik yapılarda ise en derin noktası şeklin merkezinde değildir. Bununla birlikte 1. tip asimetride en derin nokta şekil genişliğinin en fazla olduğu noktaya karşılık gelirken, 2. tip asimetride en derin nokta şekil genişliğinin en fazla olduğu noktaya karşılık gelmez (Şekil 8).

3.8. Yönelim

Çatlak ve yarık sistemleri karstlaşmayı şekillendirici unsur olduklarından dolayı (Nazik, 1985), dolinlerin yönelimlerinde karstik alanlarda etkili olan çatlak ve yarık sistemleri ile uyumludur. Bu nedenle dolin yönelimleri alanın yapısal özelliklerinin yorumlanmasında kullanılan etkili bir parametredir. Dolinlerin yönelimleri uzun eksen çizgisinin kuzey ile yapmış olduğu açının (azimut açısı- α) hesaplanması ile belirlenir (Şekil 2). Uzun çap yönelimi ya da çizgisellik olarak da isimlendirilen (Bondesani vd., 1992) bu değerlerden oluşturulan gül diyagramları dolinlerin uzanımında egemen olan yönün belirlenmesinde kullanılır. Yönelimler üzerinde de genel olarak çatlak sistemleri ve ana fay hatlarının uzanımı etkili olduğundan dolayı dolin yönelimlerinden elde edilen yön değerleri alandaki etkili olan fay ve çatlak sistemleri hakkında bilgi vermektedir (Öztürk vd., 2017a; Şener, Öztürk, Şimşek, Ufuk ve Şener, 2017). Toroslarda yapılan çalışmalar dolin yönelimlerinin, Toros Dağlarının orografik uzanımına paralel olduklarını ancak alanın morfo-tektonik evrimine bağlı olarak alan içerisinde farklılık gösterdiğini ortaya koymuştur (Şekil 9).

Dolinlerin uzun eksen yönelimlerinin yanı sıra bazı çalışmalarda dolin sıralanmasının yönelimleri de incelenmiştir. Bu çalışmalarda genel olarak dolin merkez noktaları esas alınarak birbirine en yakın dolinler arasında çizilen çizginin yönelimi dikkate alınır (Faivaire ve Pahernik, 2007; Plan ve Decker, 2006).

SONUÇ

Bu çalışmada karstik alanların karakteristik yüzey şekillerinden olan dolinler ile ilgili temel morfometrik hesaplamaların neler oldukları, Dünya'dan ve Türkiye'den örnekler ile açıklanmıştır. Dolinler ile ilgili çok fazla sayıda morfometrik parametre hesaplanabilmekle birlikte bunların çok azı yaygın olarak kullanılır. Bununla birlikte son yıllarda yüksek çözünürlüklü sayısal arazi modellerinin yaygınlaşmasından dolayı yeni parametrelerde geliştirilmekte ve coğrafi bilgi sistemlerindeki gelişmelere bağlı olarak hesaplanan parametreler çok fazla sayıda doline uygulanabilmektedir. Ele alınan her bir parametrenin grafikler ve haritalar ile gösterilmesi, temel istatistiksel değerlerin hesaplanması dolin gelişimini denetleyen etkenlerin belirlenmesinde ve incelenen alanın morfo-tektonik gelişiminin açıklanmasında önemli ipuçları sağlamaktadır. Örneğin histogramlar alandaki dolin zonunun belirlenmesinde, yoğunluk değerlerinin dolin yoğunluğu ile litolojik ve morfolojik birimler arasındaki ilişkinin ortaya konulmasında, yönelim açısı dolinler üzerinde etkili olan çatlak sistemlerinin doğrultusunun belirlenmesinde, uzama oranı alandaki tektonik birimlerin etkisinin belirlenmesinde, çap-derinlik oranı dolinlerin göreceli

olarak yaşlandırılmasında ve dolin tiplerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Teşekkür: Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından desteklenmiştir

KAYNAKLAR

- Aguilar, Y., Bautista, F., Mendoza, M. E., Frausto, O., & Ihl, T. (2016). Density of karst depressions in Yucatán state, Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 78(2), 51-60. doi: 10.4311/2015ES01.24
- Basso, A., Bruno, E., Parise, M., & Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Science*, 70, 2545–2559. doi:10.1007/s12665-013-2297-z
- Bauer, C. (2015). Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. *Geomorphology*, 250, 78–88. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.08.015
- Bočić, N., Pahernik, M., & Mihevc, A. (2015). Geomorphological significance of the palaeodrainage network on a karst plateau: The Una–Korana plateau, Dinaric karst, Croatia. *Geomorphology*, 247, 55–65. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.01.028
- Bondesan, A., Meneghel, M., & Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21(1), 1–55. doi: 10.5038/1827-806X.21.1.1
- Brinkmann, R., Parise, M., & Dye, D. (2008). Sinkhole distribution in a rapidly developing urban environment: Hillsborough County, Tampa Bay area, Florida. *Engineering Geology*, 99, 169–184. doi: 10.1016/j.enggeo.2007.11.020
- Car, J. (2001). Structural bases for shaping of dolines. *Acta Carsologica*, 30(2), 239–256.
- Chenoweth, M. S. (1997). *The spatial distribution and morphometric analysis of dolines Buffalo National River, Newton County Arkansas* (Unpublished master's thesis). University of Miami, FL, USA.
- Coleman, A. M., & Balchin, W. G. V. (1959). The origin and development of surface depressions in the Mendip Hills. *Proceedings of the Geologists' Association*, 70(4), 291–309. doi: 10.1016/S0016-7878(59)80011-0
- Cramer, H. (1941). Die systematik der karst dolinen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Paleontologie*, 85, 293–382.
- Day, M. (1976). The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1(2), 111–129. doi: 10.1002/esp.3290010203
- Day, M. (1983). Doline morphology and development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers*, 73(2), 206–219. doi:10.1111/j.1467-8306.1983.tb01408.x
- Denizman, C. (2003). Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*, 65(1), 29–35.
- (Proje numarası: 115Y580). Katkılarından dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederim. Ayrıca, Dr. Mesut Şimşek, Yrd. Doç. Dr. M. Furkan Şener, Prof. Dr. Mehmet Şener ve Ar. Gör. Mustafa Utlu'ya Toroslardaki örnek çalışmaların hazırlanması konusundaki bilimsel katkılarından dolayı teşekkür ederim.
- Doğan, U. (2004). Dolin sınıflamasında yeni yaklaşımlar. *Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi* 24(1), 249–269.
- Doğan, U., & Özel, S. (2005). Gypsum karst and its evolution east of Hafik (Sivas, Turkey). *Geomorphology*, 71(3), 373–388. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.04.009
- Dóniz-Páez, J. (2015). Volcanic geomorphological classification of the cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 228, 432–447. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.10.004
- Erinç, S. (2001). *Jeomorfoloji II* (3.bs). İstanbul: Der Yayınları.
- Faivre, S., & Reiffsteck, P. (1999). Spatial distribution of dolines as an indicator of recent deformations on the Velebit mountain range (Croatia). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 2, 129–142.
- Faivre, S., & Pahernik, M. (2007). Structural influences on the spatial distribution of dolines, Island of Brač, Croatia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51, 487–503. doi: 10.1127/0372-8854/2007/0051-0487
- Ferrarese, F., Sauro, U., & Tonello, C. (1998). The Montello Plateau. Karst evolution of an alpine neotectonic morphostructure. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band 109*, 41–62.
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). *Karst geomorphology and hydrology*. London, UK: Chapman and Hall.
- Gams, I. (2000). Doline morphogenetic processes from global and local viewpoints. *Acta Carsologica*, 29, 123–138.
- Goudie, A. S. (2003). *Geomorphological techniques*. London, UK: Allen & Unwin.
- Jeanpert, J., Genthon, P., Maurizot, P., Folio, J.-L., Vendé-Leclerc, M., Sérino, J., ... Iseppi, M. (2016). Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). *Earth Surface, Processes and Landforms* 41, 1854–1868. doi: 10.1002/esp.3952
- Jennings, J. N. (1975). Doline morphometry as a morphogenetic tool: New Zealand examples. *New Zealand Geographer*, 31, 6–28. doi: 10.1111/j.1745-7939.1975.tb00793.x
- Liang, F., Du, Y., Ge, Y., & Li, C. (2014). A quantitative morphometric comparison of cockpit and doline karst landforms. *Journal of Geographical Sciences*, 24(6), 1069–1082. doi: 10.1007/s11442-014-1139-6
- Keskin, İ., & Yılmaz, I. (2016). Morphometric and geological features of karstic depressions in gypsum (Sivas, Turkey). *Environmental Earth Sciences*, 75. doi: 10.1007/s12665-016-5845-5

- Kobal, M., Bertoncelj, I., Pirotti, F., Dakskobler, I., & Kutnar, L. (2015). Using lidar data to analyse sinkhole characteristics relevant for understory vegetation under forest cover—Case study of a high karst area in the Dinaric Mountains. *PLoS One*, *10*, e0122070. doi: 10.1371/journal.pone.0122070
- Maclachlan, J. C., & Eyles, C. H. (2013). Quantitative geomorphological analysis of drumlins in the Peterborough drumlin field, Ontario, Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *95*(2), 125–144. doi: 10.1111/geoa.12005
- McCraw, D. J., & Land, L. (2016). Sinkholes: A hidden, real New Mexico geohazard. *New Mexico Earth Matter*, *16*(1), 1–6.
- Nazik, L. (1985). *Beşşehir Gölü (Konya) yakın güneyi karst jeomorfolojisi* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.
- Nazik, L. (1986). Beşşehir Gölü yakın güneyi karst jeomorfolojisi ve karstik parametrelerin incelenmesi. *Jeomorfoloji Dergisi*, *14*, 65–79.
- Nazik, L. ve Tuncer, K. (2010). Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları*, *1*, 7–19.
- Öztürk, M. Z., Şimşek, M. ve Utlü, M. (2015). Tahtalı Dağları (Orta Toroslar) karst platosu üzerinde dolin ve uvala gelişiminin CBS tabanlı analizi. *Türk Coğrafya Dergisi*, *65*, 59–68. doi: 10.17211/tcd.22648
- Öztürk, M. Z., & Akbaş, A. (2016). Clustering analysis of spatial distribution of karstic depressions on Anamas Mountain (Taurus Mountains, Turkey). *Proceedings of the GeoMed2016- IVth Geography Symposium*, *302*. Retrieved from <https://drive.google.com/file/d/0BwLmYj286TziZ05YclZmZ0QwQ3c/view>
- Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlü, M., & Şener, M. F. (2017a). Karstic depressions on Bolkar Mountain plateau, Central Taurus (Turkey): Distribution characteristics and tectonic effect on orientation. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *26*, 302–313. doi: 10.3906/yer-1702-3
- Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlü, M. ve Şener, M. F. (2017b, Ekim). *Batı ve Orta Toros Dağları'nda dolin yoğunluğunun alansal dağılışı özellikleri*. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu'nda sunulan bildiri, Elazığ. Erişim adresi: <http://ujes.org/konular/>
- Öztürk, M. Z., Utlü, M., Şener, M. F., & Şimşek, M. (2017). Relationship between relict valley and doline density at the Central Taurus (Turkey). *Proceedings of the International Congress on 75th Anniversary of Turkish Geography Society*, 644–645.
- Pardo-Igúzquiza, E., Valsero, J. J. D., & Dowd, P. A. (2013). Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. *Acta Carsologica*, *42*(1), 17–24. doi: 10.3986/ac.v42i1.637
- Pahernik, M. (2012). Prostorna gustoća ponikava na području Republike Hrvatske (Spatial density of dolines in the Croatian Territory). *Hrvatski Geografski Glasnik*, *74*(2), 5–26. doi: 10.21861/HGG.2012.74.02.01
- Pekcan, N. (1999). *Karst jeomorfolojisi*. İstanbul: Filiz Kitabevi.
- Plan, L., & Decker, K. (2006). Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, *147*, 29–54.
- Sauro, U. (2003). Dolines and sinkholes: Aspects of evolution and problems of classification. *Acta Carsologica*, *32*(2), 41–52. doi: 10.3986/ac.v32i2.335
- Sauro, U. (2012). Closed depressions in karst areas. In W. B. White & D. C. Culver (Eds.), *Encyclopedia of caves* (pp. 140–155). Amsterdam (The Netherlands): Elsevier.
- Şener, M. F., Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlü, M. ve Şener, M. (2017, Ekim). *Dolin dağılışı ve yönelimleri üzerinde yapısal unsurların etkisi: Toroslardan örnekler*. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu'nda sunulan bildiri, Elazığ. Erişim adresi: <http://ujes.org/konular/>
- Şimşek, M. (2017, Mayıs). *Geyik Dağı kütesindeki (Orta Toroslar) karstik depresyonların dağılışı özellikleri*. Jeomorfoloji Derneği, Lisansüstü Öğrenci Sempozyumu'nda sunulan bildiri, Balıkesir.
- Telbisz, T., Látos, T., Deák, M., Székely, B., Koma, Z., & Standovár, T. (2016). The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – Aggtelek karst (Hungary) as an example. *Acta Carsologica*, *45*, 5–48. doi: 10.3986/ac.v45i1.4138
- Waltham, A. C., & Fookes, P. G. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, *36*, 101–118. doi: 10.1144/1470-9236/2002-33
- Waltham, T., Bell, F. G., & Culshaw, M. G. (2007). *Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Chichester: Springer Science & Business Media.
- Williams, P. W. (1966). Morphometric analysis of temperate karst landforms. *Irish Speleology*, *1*, 23–31.
- Williams, P. W. (1971). Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, *15*, 40–61.
- Williams, P. W. (1972). Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. *The Geological Society of America Bulletin*, *83*(3), 761–796. doi: 10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2
- Xuwen, Z., & Weihai, C. (2006). Tiankengs in the karst of China. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, *4*(1), 1–18.



DOI: 10.26650/JGEOG409177

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>


Jeomorfometri-Yeryüzü Şekillerinin Otomatik Belirlenmesi

Geomorphometry-Automatic Landform Classification

Fatmagül KILIÇ GÜL¹ 

¹Yıldız Teknik Üniversitesi, Harita Mühendisliği Bölümü, İstanbul, Türkiye

ÖZ

Yeryüzü şekilleri, geçmişte fizyografik ve morfometrik haritalarda elle çizilerek gösterilirken, jeomorfometri, sayısal yükseklik modelleri (SYM), görüntü işleme ve coğrafi bilgi sistemleri (CBS) alanındaki gelişmeler şekillerin otomatik çıkarılmasını, veri tabanlarında depolanmasını ve jeomorfoloji, toprak bilimi, ekoloji vb. pek çok alanda daha etkin kullanımını sağlamıştır. Bu tür çalışmalarda temel veri SYM ve ondan hesaplanan eğim, eğrisellik, yükseklik farkı, topografik açıklık vb. morfolojik parametrelerdir. Yeryüzünde bileşenleri üç boyutlu (3B) olan yamaç, düzlük, vadi vb. şekillerin sınırlarının, iki boyutlu (2B) geometrik elemanlara yazılımlar ile dönüştürülmesinde parametrelerin hesaplanması, şekillenme ile ilişkilerinin kurulması, ölçek, sınıflandırma yöntemi, yeryüzü şekillerinin doğada birbirlerine göre topolojik ilişkileri, homojenlik, genelleştirme halen araştırılan konular arasındadır. Bu çalışmada, farklı disiplinlere mensup araştırmacılar tarafından yeryüzü şekillerinin otomatik belirlenmesine yönelik geliştirilen yöntemler ve uygulamalar incelenmiş, yöntemler; parametrelerin kombinasyonu ile yapılan denetimsiz sınıflandırma; piksel tabanlı denetimsiz/denetimli sınıflandırma ve obje tabanlı sınıflandırma şeklinde ayrıştırılmıştır. Örüntüler, öğrenme tabanlı modeller vb. algoritmalar ile her tür araziye uygulanabilecek modellerin geliştirilmesinin önemi vurgulanmıştır.

Anahtar kelimeler: Yeryüzü şekilleri, SYM, Sınıflandırma

ABSTRACT

In the past, landforms were represented in physiographic and morphometric maps by hand drawing. With developments in digital elevation models (DEM), geographic information systems (GIS) and image analyses, automatic extraction of landforms from morphological parameters and data storage in databases is now possible and are actively utilized in various fields, such as geomorphology, soil science, and ecology. In the above scopes, DEM data forms the database of morphometric parameters, such as, relief, slope, curvatures, and topographic openness. Presently, calculation of parameters, implementation of relationships with landforms, scaling, classification methods, topological relations, homogeneity, and generalizations during the transformation of 3D components of landforms, such as mountains, peaks, slopes, valleys, and plain, into 2D geometric elements in computers are being investigated. In this study, the methods and applications for the automatic extraction of the landforms developed by researchers across different disciplines were reviewed. Classification methods were grouped as combined parameters method and unsupervised/supervised classification methods based on pixel/object. This paper emphasizes the importance of adopting machine learning to implement new models applicable to all terrains.

Keywords: Landforms, DEM, Classification



Geliş tarihi/Received: 23.03.2018 • **Kabul tarihi/Accepted:** 13.04.2018 • **Online yayın tarihi/Online published:** 07.05.2018

Sorumlu yazar/Corresponding author: Fatmagül KILIÇ GÜL / fkilic@yildiz.edu.tr

Atıf/Citation: Kılıç-Gül, F. (2018). Jeomorfometri-yeryüzü şekillerinin otomatik belirlenmesi. *Coğrafya Dergisi*, 36, 15-26.

<https://doi.org/10.26650/JGEOG409177>

EXTENDED ABSTRACT

In the past, landforms were represented in physiographic and morphometric maps by hand drawing. With developments in digital elevation models (DEM), geographic information systems (GIS), and image analyses, automatic extraction of the landforms from morphological parameters and data storage in databases is now possible and are actively utilized in various fields, such as geomorphology, soil science, and ecology.

Morphometric parameters, such as relief, slope, curvatures, and topographic openness are derived from DEMs, which forms the database for landforms extraction. DEMs are produced with interpolation methods from 3D points or contour lines. The interpolation method and DEMs resolution are crucial for landforms extraction. In landform extraction, DEMs resolutions vary from 250 m to 1 km on a continental basis, from 30 m to 90 m for regional studies, and from 1 m to 30 m for local areas.

Presently, calculation of parameters, implementation of relationships with landforms, scaling, classification methods, topological relations, homogeneity and generalizations during transformation of 3D components of landforms, such as mountains, peaks, slopes, valleys, and plains, into 2D geometric elements in computers are being investigated. Some schemas to transform components from 3D to 2D have developed in some studies. Most commonly used parameters are slope, curvature, and relief. Other parameters are drainage, watershed area, topographic openness, etc.

In this study, the methods and applications for the automatic extraction of the landforms developed by researchers across different disciplines were reviewed. Classification methods were grouped as combined parameters method, unsupervised/supervised classification methods based on pixel/object. This paper emphasizes the importance of adopting machine learning to implement new models applicable to all terrains.

1. GİRİŞ

Dünya'nın yüzeyi, doğal nedenlerle oluşan ve belirli fiziksel özelliklere sahip şekillenmelerin mozaïği gibi düşünülebilir (MacMillan ve Shary, 2009). Dağ, tepe, düzlük, yamaç, vadi vb. yerçekillerinin sınıflandırılması, tipleri ve oluşum nedenlerinin bilinmesi birçok araştırma ve meslek disiplini için önemlidir (Minar ve Evans, 2008). Teknolojideki gelişmeler, bilgisayar ortamı; yeryüzü şekillerinin temel veri olarak kullanılması, şekillerin birbirlerinden ayırt edilerek dijital olarak depolanması ile ilgili araştırmaları da beraberinde getirmiştir. Yeryüzeyinin temel birimleri olan yerçekilleri; jeomorfoloji (Dikau, 1989; Evans, 1980), ekoloji (Minar ve Evans, 2008; Van Asselen ve Seijmonsbergen, 2006), hidroloji (Luo ve Stepinski, 2008; Tarboton ve Ames, 2001), pedoloji (Gruber, Baruck ve Geitner, 2017; Kringer vd., 2009; Macmillian, Pettapiece, Nolan ve Goddard, 2000; Milne, Clayden, Singleton ve Wilson, 1995; Pennock, Zebarth ve DeJong, 1987; Tunçay, Bayramin, Öztürk, Kibar ve Başkan, 2014), arkeoloji ve turizm (Pelfini ve Bollati, 2014; Verhagen ve Dragut, 2012), aktif tektonik (Keller ve Pinter, 2001) ve diğer pek çok alanda çeşitli süreçler için sınır koşullarını oluşturmaktadır.

Bilgisayarların harita çalışmalarında kullanımının başladığı 70'li yıllarda akarsuların, havza sınırlarını oluşturan sırt ve tepelerin sayısal yükseklik modellerinden (SYM) çizgi ve nokta detaylar olarak çıkarılması ile ilgili yapılan araştırmalar günümüzde drenaj ağı ve havzaların otomatik olarak çıkarılması için kullanılan D8 vb. algoritmaların temelini oluşturmuştur (Band, 1986; Jenson ve Domingue, 1988; O'Callaghan ve Mark, 1984; Peucker ve Douglas, 1975; Skidmore, 1990). Benzer şekilde 2000'li yıllara dek yapılan jeomorfoloji ile ilgili araştırmalar da, yeryüzü şekillerinin belirlenmesi için geliştirilen ve günümüzde uygulanan pek çok yöntemin temellerini oluşturmuştur. Bu kapsamda, yeryüzü şekillerinin morfolojik parametreler ile tanımlanması, parametrelerin ve şekillerin birbirleri ile ilişkilerinin kurulması ve ölçek büyüklüğünün yeryüzü şekillerinin belirlenmesine etkilerinin incelendiği çalışmalar önemli yer tutmaktadır (Evans, 1980; Mark, 1975; Pike, 1988; Speight, 1974; Zevenbergen ve Thorne, 1987). Diğer yandan, 3B yeryüzü şekillerinden, 2B geometrik elemanlara geçiş için şemaların ve algoritmaların geliştirilmesi de, yeryüzü şekillerinin otomatik belirlenmesine büyük katkı sağlamıştır (Dikau, 1989; Jasiewicz ve Stepinski, 2013; Miller ve Schaeztl, 2015; Schmidt ve Hewitt, 2004; Shary, 1995; Shary, Sharaya ve Mitusov, 2002; Weiss, 2001; Wood, 1996; Wysocki, Schoeneberger ve LaGarry, 2002).

2000'li yıllardan sonra ise görüntü işleme konusundaki gelişmeler, sınıflandırma ve doğruluk analizi konularındaki araştırmaları artırmıştır. Günümüzde sınıflandırma için SYM'leri kullanarak yapılan çalışmalar iki konu üzerinde yoğunlaşmaktadır; birincisi Lidar verisi gibi yüksek çözünürlüklü veriler ile hidrolojik jeomorfoloji ve erozyon odaklı sınıflandırmalar (Del Val, Iriarte, Arriolabengoa ve Aranburu, 2015; Dragut ve Blaschke, 2006; MacMillan, Martin ve Earle, 2003; Van Asselen ve Seijmonsbergen, 2006) ve ikincisi de orta veya az çözünürlüklü SYM'ler kullanarak fizyografik bölgelerin sınıflandırılmasıdır (Iwahashi ve Pike, 2007; Iwahashi vd., 2018; Jasiewicz, Netzel ve Stepinski, 2014; Piloyan ve Konečný, 2017).

Yeryüzü şekillerinin otomatik çıkarılması ile ilgili araştırmaların incelendiği, bu makalede şu soruların cevabı aranmıştır: Yeryüzü şekilleri örneğin bir yamacın üst, orta, alt kısımları hangi morfolojik özellikler taşır? SYM'den türetilen hangi parametreler ile bu kısımların sınırları belirlenebilir? Ölçek önemli midir? Parametre hesabında filtre (pencere) ne olmalıdır? Parametrelere uygulanacak eşik değerler neler olmalıdır? Parametreler nasıl kombine edilmeli veya sınıflandırılmalıdır? Segmentasyonda hangi parametreler kullanılmalıdır?

Araştırmada, piksellerden/hücrelerden oluşan SYM verilerini kullanan güncel uygulamalar incelenmiştir. Üçgenlerden oluşan SYM yapısı, yüzey modelleri ve batimetrik modeller ile yapılan çalışmalar kapsam dışı bırakılmıştır. Benzer şekilde Mars vb. gezegenler, deniz tabanı ile ilgili yapılan çalışmalarda araştırmaya dahil edilmemiştir.

2. SAYISAL YÜKSEKLİK MODELLERİ

SYM, yeryüzünün karelere bölünmüş bir matrisi olarak düşünülebilir. Karelerde, üretim sırasında tanımlanan düşey datuma göre hesaplanmış, metrik yükseklik değerleri bulunmaktadır. Bilgisayar ortamındaki dosyada matrisin ilk karesinin, yine üretim sırasında tanımlanmış yatay datumda, konum koordinatları kayıtlıdır. Kayıtlı olan diğer unsurlar matrisin satır ve sütun sayısı ve karenin büyüklüğüdür (piksel-hücre büyüklüğü, çözünürlük). SYM'lerde karelere düşecek yükseklik değerleri, yeryüzeyinin örneklenmiş noktasal ölçümlerinden, nokta bulutlarından veya mevcut haritaların eş yükseklik eğrilerinden enterpolasyon ile hesaplanır. Noktaların koordinatları; harita mühendisliği disiplinin uzmanlık alanı olan; arazide GPS, total station, nivo vb aletler ile yapılan doğrudan ölçüm veya Lidar verilerinden, fotoğraflardan, görüntülerden fotogrametri ve uzaktan algılama teknikleri ile yapılan dolaylı ölçümlerin dengelenmesi ile belirlenir. Noktaların yükseklikleri

dünyanın geometrik şekli olan jeoide bağlı olarak hesaplanmaktadır. Dünya çapında geliştirilen WGS84 elipsoit ve datumu ile EGM96 jeoidi hem deniz hemde karasal bölgelerde jeoidin modellenmesinde önemli katkılar sağlamış, dolayısıyla uydu görüntülerinden dünya çapında SYM'leri oluşturulabilmiştir. İnternet üzerinden yüklenebilen SRTM 30 m ve 90 m, Aster GDEM 30 m çözünürlüklü yükseklik verileri çalışmalarda en çok kullanılan uydu kaynaklı verilerdir.

Noktalardan sonra yeryüzünün kareler ile temsiline enterpolasyon ile geçilmektedir. 1950'li yıllardan günümüze dek; üçgenleme, spline fonksiyonlar, jeostatistik enterpolasyon yöntemleri vb. birçok yöntem enterpolasyonda kullanılmaktadır. Yeryüzü şekillerinin belirlenmesi çalışmalarında çoğunlukla, drenaj ağı gibi yükseklik değişimlerini de dikkate alan Hutchinson (1988) tarafından geliştirilen ANUDEM algoritması ile enterpolasyon uygulanmaktadır.

Jeomorfometrik çalışmalarda genel olarak; kıtalar bazında 250 m ile 1 km, bölgesel çalışmalarda 30 m ile 90 m, lokal çalışmalarda ise 1 m ile 30 m arasındaki çözünürlüklü SYM'ler kullanılmaktadır.

3. MORFOMETRİK PARAMETRELER VE ÜÇ BOYUTLU YERYÜZÜNÜN İKİ BOYUTLU GEOMETRİ İLE TEMSİLİ

1970'lerin başında jeomorfometri kapsamında araştırılan önemli konulardan bir tanesi yamaç, vadi vb. yeryüzü şekillerini geometrik olarak tanımlanabilen bölgelere ayırmaktır. Buna 3B objelerden 2B objelere geçmek için hazırlanan kavramsal şemaların tasarımı da denilebilir. Eğim, yükseklik farkı, eğrisellik vb. parametreler ile şekiller arasındaki ilişkilerin tespit edilip hesapların yapılması ile yeryüzü şekillerinin sınırları, o zamandan buyana geliştirilen algoritmalar ile belirlenebilmektedir. Bu konu ile ilgili yapılmış önemli çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Ruhe (1960) yamaç profilinin geometrisini değerlendirerek yamacı 5 geometrik bileşene ayırmış ve özellikle eğrisellik ile ilişkilerini açıklamıştır. Dikau (1989), orta ve mikro düzeydeki yeryüzü şekillerini, özellikle de yamaç bileşenlerini otomatik çıkartmak için bir şema tasarlamış, eğim, bakı ve eğrisellik değerlerini kombine ederek homojen şekillenmeleri, plan ve profil eğrisellik değerleri ile de bu alanları sınıflandırmayı önermiştir. Şema başta Schmidt ve Hewitt (2004), Dragut ve Blaschke (2006) olmak üzere birçok çalışmada kullanılmıştır. Brabyn (1998), Dikau'nun (1989) uygulanması sonucu görülen az engebeli arazilerin sınıflandırılmasındaki sorunun çözümü

için 3 x 3 piksel şeklinde kare pencerenin yerine daire kullanılmasını önermiştir. Speight (1990), yeryüzü şekillerini tanımlamış ve çalışmaları birçok çalışmada standart olarak kullanılmıştır. Shary (1995) ve sonraki yıllarda 3B modelden 2B geometrik gösterimlere geçişte kullanılmak üzere eğriselliğin gravite ile ilişkisi konusunda çalışmalar yapmış ve yazılımlar için kavramsal şemalar, algoritmalar tasarlamıştır.

Wood (1996), düzlük, akarsu, sırt, boyun, tepe ve çukurların tanımlanmasını 3 x 3 piksel ile yapmış ve modelin eğim, eğrisellik parametreleri ile ilişkisini kurmuştur. Bir yazılımın da geliştirildiği bu çalışmada yamaçlar yer almamıştır. Weiss (2001), eğim, eğrisellik vb. parametrelerin SYM çözünürlüğü ile doğrudan ilişkisini değerlendirmiş ve hesaplarda bir nevi genelleştirme aşaması da olan hesap penceresi büyüklüğü ile yer şekillerinin ilişkisini araştırmıştır. Weiss, topografik konum indeksi (TPI) (ing. Topographic Position Index) kapsamında bir algoritma geliştirmiş ve programlamıştır. Günümüzde birçok yazılımda yer alan bu algoritmada bir penceredeki ortalama yükseklik ile merkezdeki pikselin yüksekliği karşılaştırılmaktadır. Schmidt ve Hewitt (2004), Dikau'nun modelini de dikkate alarak düzlükleri de içeren yeni bir şema geliştirmişlerdir. Bolongaro, Torres-Rodríguez, Sorani, Framed ve Ortiz (2005), Wood'u (1996) dikkate alarak morfometrik parametreleri değerlendirmiş ve yeryüzü şekillerinin sınıflandırılması için üçgenlere dayanan bir şema geliştirmişlerdir.

Yukarıdaki yaklaşımlardan farklı olan diğer bir şemayı öneren Jasiewicz ve Stepinski (2013), topografik açıklık parametresi ve yapay görme kavramlarını kullanarak yer şekillerini örüntü olarak tanımlamışlardır (jeomorfon). Yöntemde yükseklik verisi ve belirlenen bir mesafe değeri kullanılarak, bir pikselin etrafında, sekiz farklı yönde topografik açıklık değeri hesaplanmaktadır. Çalışmada, yükseklik farkı ve yöne göre 498 ayrı türde yeryüzü şekli örüntüsü tasarlanmıştır. Örüntüler ile pikselin değerleri karşılaştırılmakta ve genelleştirilmiş 10 yeryüzü şekli sınıftan biri olarak pikselin yeni değeri belirlenmektedir. Düzlük, tepe ve çukur tek içerikli bir desen (aynı yükseklikte), yamaç alt ve üst bileşenleri iki geçişli bir desen, sırt vadi ve yamaç dört geçişli birer desen oluşturmaktadır. Açıklığın ölçüldüğü mesafe uzun ise geniş alan kaplayan yeryüzü şekilleri kısa ise daha küçük boyuttaki şekiller adlandırılabilir. Düzlük, tepe ve çukur tek içerikli bir desen (aynı yükseklikte), yamaç alt ve üst bileşenleri iki geçişli bir desen, sırt vadi ve yamaç dört geçişli birer desen oluşturmaktadır. Açıklığın ölçüldüğü mesafe uzun ise geniş alan kaplayan yeryüzü şekilleri kısa ise daha küçük boyuttaki şekiller adlandırılabilir.

Tablo 1, 2 ve 3'te gösterilen çalışmaların pek çoğunda yukarıda açıklanan şemalar kullanılmıştır. En çok kullanılan parametreler de eğim ve eğrisellik değerleridir. Bu parametrelere, topografik açıklık, bakı, yükseklik farkı, drenaj yoğunluğu, drenaj ağı, havza sınırı, engebe düzeyi, nemlilik indeksi ve güneş ışıması parametreleri de uygulamalarda eklenmiştir. Yükseklik

farkı, topografik açıklık ve drenaj ile ilgili parametrelerin kullanımı sınırların ayırt edilebilirliğini arttırmıştır.

4. SINIFLANDIRMA

1960'ların sonlarında başlayan uzaktan algılanan görüntülerin işlenmesi, 1970'lerde LANDSAT uydü görüntülerinin aktif olarak kullanılmaya başlanması ve bunu izleyen teknolojik gelişmeler ile bilim insanları için önemli bir araştırma alanı olmuştur. Görüntü analizi ve işleme konularının arasında yer alan sınıflandırmada amaç, hedeflenen obje gruplarının birbirlerinden en yüksek düzeyde ayrıştırılarak görüntüden elde edilebilmesidir. Böylelikle bir sınıf içinde homojenlik artırılırken farklı sınıflar arasındaki benzerliğin azaltılması sağlanmaktadır. Sınıflandırma probleminin çözümü için çok farklı yaklaşımlar mevcuttur. Başlangıçta sınıflandırmada sadece spektral değerler kullanılmasına karşın, görüntü işleme teknolojisindeki gelişmeler ile doku, görüntü topolojisi, morfolojik parametrelerin de içerildiği bir çok yöntem geliştirilmiştir. Günümüzde yapay zeka, makine öğrenme, derin öğrenme vb. yaklaşımların sınıflandırma probleminin çözümü ve doğruluğun artırılmasına yönelik önemli katkısı söz konusudur (Jamil ve Bayram, 2018). Uzaktan algılamada uydü görüntüleri kullanırken, jeomorfoloji de SYM'den elde edilen morfolojik parametrelerin değerleri, görüntüleri kullanılmaktadır.

Sınıflandırma yöntemleri; sınıf örneklerinin değerlendirme sistemine dahil edilmesi ile denetimli sınıflandırma, diğer halde de denetimsiz sınıflandırma olarak ayrılabilir. Yöntemlerde diğer bir ayrım piksel tabanlı ve obje tabanlı sınıflandırma şeklinde yapılmaktadır. Piksel tabanlı yaklaşımlarda, belirlenen ölçütlere göre görüntüdeki her bir piksel, hedeflenen sınıf yada sınıflara atanmaktadır. Obye tabanlı yöntemlerde ise piksel gruplarından homojen segmentler (bölütler, çokgenler) elde edilerek, pikseller yerine segmentlere sınıflandırma algoritmaları uygulanmaktadır. Sınıflandırma sonucu üretilen sınıfların doğruluğu, arazide yapılan ölçümler, mevcut görüntüler veya haritalardaki örnekler ile karşılaştırılarak belirlenmektedir (Congalton ve Green, 1999). Kapa vb. istatistiki hesaplamalar ile de iki sistemin benzerliği test edilmektedir.

Yeryüzü şekillerinin sınıflandırılması ile ilgili araştırmalarda; piksel tabanlı, parametrelerin kombinasyonu ile yapılan denetimsiz sınıflandırma; piksel tabanlı, ISOdata, k-ortalama vb. istatistiki yöntemler ile denetimsiz sınıflandırma, en çok benzerlik, öğrenme temelli yöntemler vb. ile yapılan denetimli sınıflandırma ve objeye yönelik sınıflandırma yöntemleri uygulanmaktadır (Tablo 1, 2 ve 3). Sınıflandırma öncesi parametrelerin ilk değerleri SYM'den ya özel algoritmalar ile

veya ArcGIS, SAGA, QGIS vb. CBS yazılımlarındaki arayüzler ile hesaplanmaktadır. Tablo 1, 2 ve 3'te gösterilen araştırmalarda; yükseklik, eğim ve eğrisellikler parametre olarak kullanılmıştır. Araştırmacıların kullandığı diğer parametreler tabloda verilmiştir.

Bu alanda ilk yapılan çalışmalardan biri klasik yollar ile Hammond (1954) tarafından gerçekleştirilmiştir. Hammond, haritanın üzerine çizdiği karelerde yükseklik farkı (rölyef), eğim ve profil değerlerini hesaplayıp sınıflandırarak fizyografyanın ilk sistematik sınıflandırmasını yapmıştır ve metodolojisi orta ve küçük ölçekli harita yapımı için uygulanabilecek bir çalışma olarak literatürde yer almıştır. Hammond'un makalesinde çok açık yazdığı bu sınıflaması günümüze dek pek çok araştırmacı tarafından CBS ortamında uygulanmış ve programlar geliştirilmiştir (Brabyn, 1998; Dikau, Brabb ve Mark, 1991; Drescher ve Frey, 2009; Gallant, Brown ve Hoffer, 2005; Gökçöz ve Moustafa Khalil, 2015; Hrvatin ve Perko, 2009; Karagülle vd., 2017; Kılıç ve Öztürk, 2013; Martins, Fernandez, Isidoro, Jordán ve Zavala, 2016; Morgan ve Lesh, 2005). Dikau vd. (1991) Hammond'un sınıflandırma sistemini CBS kullanarak ilk otomatize eden araştırmacıdır. 250 m çözünürlüklü SYM ile New Meksika'nın dijital morfolojik haritasını oluşturmuşlardır. Kombinasyonda 9.8 km x 9.8 km'lik bir pencere kullanmışlardır.

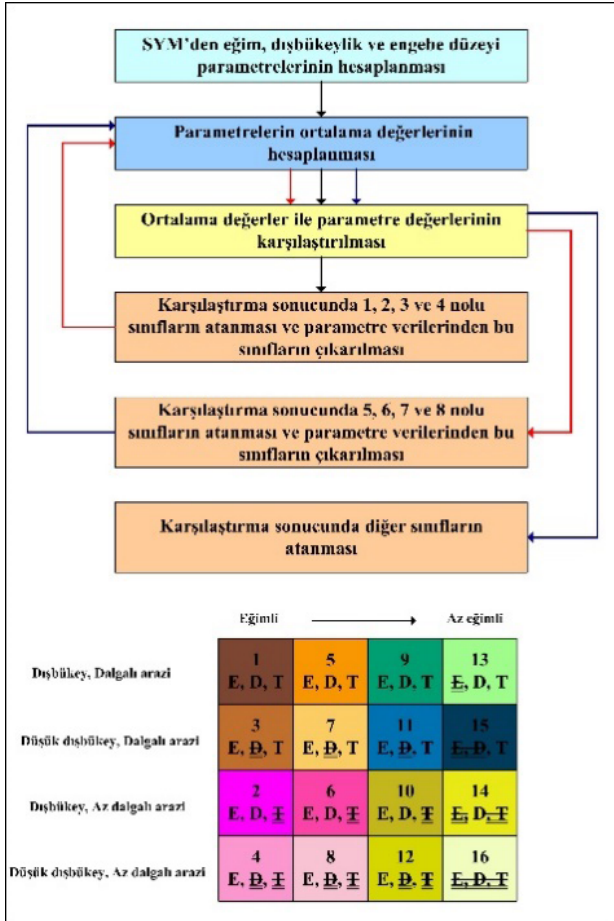
4.1 Parametrelerin kombinasyonu ile yapılan denetimsiz sınıflandırma

Yeryüzü şekillerine göre parametrelerin eşik değerlerinin belirlendiği ve sonrasında da parametrelerin kombine edilerek sınıflandırmanın yapıldığı bu tür çalışmalarda, sınıflandırılmış verinin piksel tabanlı olması nedeniyle sonuçların genelleştirilmesi gerekmektedir. Bu sınıflandırma türünde, mevcut CBS yazılımları geliştirilen arayüzler ile kullanılabilirdiği gibi, CBS komutlarını kullanarak da kullanıcı tarafından değişik varyasyonlar uygulanabilmektedir. Bu nedenle alan konusunda uzman bir jeomorfoloji ve/veya ölçeği uygun bir jeomorfoloji haritası ile değerlendirildiğinde kolay ve doğru sonuçların alınabileceği düşünülmektedir. **Tablo 1**'de gösterilen ve

Tablo 1: Parametrelerin kombinasyonu ile sınıflandırmanın yapıldığı araştırmalar

Table 1: Classification studies with combination of parameters

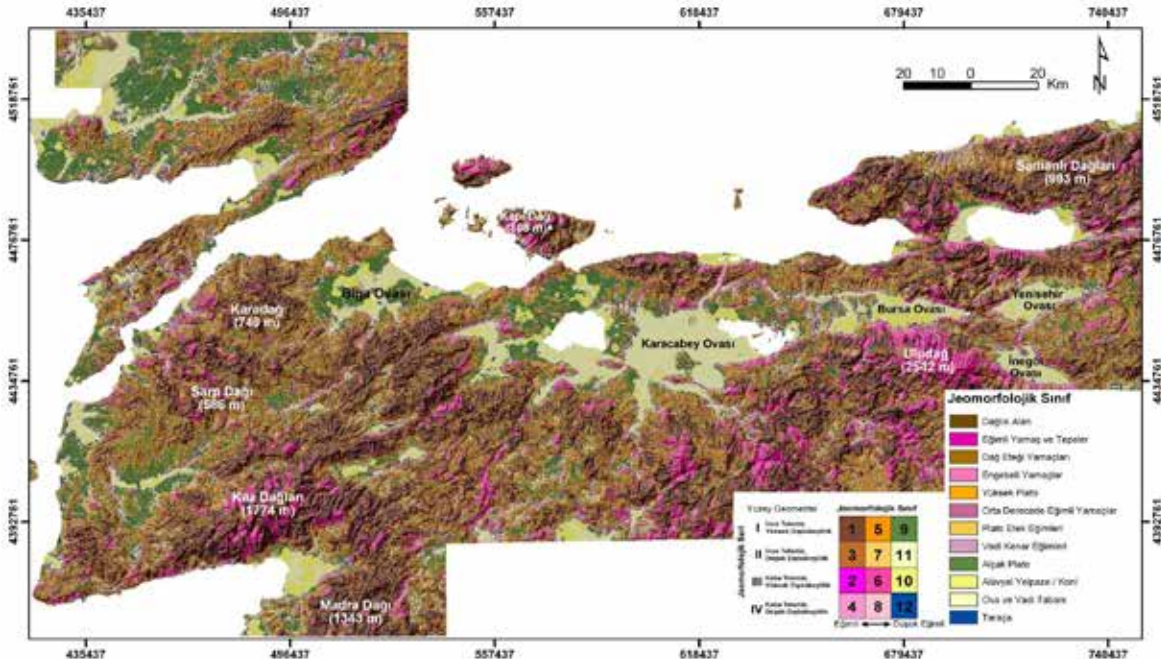
Yazarlar	SYM (m)	Ek parametreler
Iwahashi ve Pike, 2007	55, 70, SRTM 1000	Engebe oranı
Klingseisen vd., 2007	10	Yükseklik farkı ve değişimi
Norini, Zuluaga, Ortiz, Aquino ve Lagmay, 2016	SRTM 30	Drenaj
Kramm vd., 2017	5, 10, GDEM, SRTM 30	Topografik açıklık



Şekil 1: Iwahashi ve Pike (2007) modelinin işlem akış diyagramı.
Figure 1: Process flow diagram for Iwahashi and Pike (2007).

incelenen diğer çalışmalarda da rastlanılan en büyük sorun sınıfların homojenliği ve birbirleri ile topolojik ilişkilerinin dikkate alınmamasıdır. Bu sorunlar sınıflandırmanın görsel olarak incelenmesi ile düzeltilebilmektedir.

Iwahashi ve Pike (2007), eğim, dışbükeylik ve engebe (dalgalılık) parametrelerini kullanarak sekiz, oniki ve onaltı sınıf olmak üzere birbirine benzer mantıkta türetilen ancak ayrıntısı gittikçe artan bir sınıflandırma yöntemi geliştirmişlerdir. Şekil 1’de gösterilen akış diyagramında belirtildiği gibi parametrelerin ortalama değerleri 3 x 3 pikselden oluşan bir pencere ile hesaplanmaktadır. Şekilde, E-eğim, D-dışbükeylik, T-dalgalılık düzeyini göstermektedir. Üstü çizgili olan harfler ilgili ortalamadan düşük olan değerleri göstermektedir. Her pikselin parametre değerleri ile ortalama değerleri arasındaki farklar hesaplanmaktadır. 16’lı sınıflandırmaya örnek verilirse; eğim, dışbükeylik ve dalgalılık düzeyi ortalamadan yüksek olan pikseller 1 nolu sınıfa, eğim ve dışbükeylik değeri ortalamadan yüksek olan ancak dalgalılık düzeyi düşük olanlar 2 nolu sınıfa, benzer şekilde dışbükeylik değeri düşük olan pikseller 3 nolu sınıfa, bir tek eğim değeri ortalamadan yüksek olan pikseller 4 nolu sınıfa atanmaktadır. Parametre verilerinden bu sınıflar çıkarılarak, geride kalan pikseller için tekrar ortalamalar hesaplanmaktadır. Ortalamalar ile parametre değerleri karşılaştırılarak yukarıda açıklandığı gibi 5, 6, 7 ve 8 nolu sınıflar belirlenmektedir. Geride kalan pikseller için ortalamalar hesaplanmakta ve karşılaştırmalar ile diğer 8 sınıf belirlenmektedir. Sınıfların dağ, tepe, yamaç vb isimlendirilmesinde, uzman görüşleri dikkate alınmaktadır.



Şekil 2: Iwahashi ve Pike (2007) modeline göre sınıflandırma sonucu üretilen jeomorfoloji haritası (Batuk vd., 2008).
Figure 2: Geomorphological map produced according to Iwahashi and Pike (2007) classification model (Batuk vd., 2008).

Bu yöntemi, farklı çözünürlükteki SYM'leri ve farklı pencere büyüklükleri ile bir çok araştırmacı denemiştir (Batuk, Emem, Görüm ve Gökaşan, 2008; Kılıç ve Öztürk, 2013; Stepinski ve Bagaria, 2009). Bu yöntemle hazırlanmış bir örnek **Şekil 2**'de gösterilmiştir.

Klingseisen, Metternicht ve Paulus (2007), Landform adıyla geliştirdikleri arayüz ile eğrisellikler, eğim, alçak piksellerin oranı ve yükseklik farkı parametrelerine uyguladıkları eşik değerler ile tepe, düzlük, yamaç bileşenleri ve çöküntü alanlarını otomatik olarak çıkarmışlardır. Sonuçlarını birçok araştırmadan farklı olarak "Map Comparison Kit" yazılımını kullanarak, uzmanların sınıflandırdığı bir harita ile karşılaştırmışlardır.

Kramm vd. (2017), piksel tabanlı Dikau, Brabb, Mark ve Pike (1995), Weiss (2001) TPI, Jasiewicz ve Stepinski (2013) Jeomorfon, Dragut ve Blaschke (2006) obje tabanlı sınıflandırma yöntemlerini 5 m ve 10 m SYM, Aster GDEM ve SRTM 30 m için karşılaştırma amaçlı uygulamışlardır. Doğruluk değerlendirmesi için arazide boyuna kesit ölçümleri ve noktasal ölçümler yapmışlardır. Yüksek çözünürlüklü veride TPI ve jeomorfon iyi sonuçlar vermiş, 30 m SYM ile yapılan çalışmada SRTM daha iyi sonuçlar vermiştir.

İncelenen araştırmaların çoğunda 30 m çözünürlükteki SYM'nin küçük boyuttaki yeryüzü şekilleri için yeterli olmadığı belirtilmiştir.

4.2. Piksel tabanlı denetimsiz ve denetimli sınıflandırma

Görüntü işleme, görüntü analizi veya kümeleme yazılımları ile uygulanan piksel tabanlı sınıflandırma yöntemlerinin sonucunda oluşturulan verinin yine genelleştirilmesi gerekmektedir. **Tablo 2**'de incelenen araştırmaların bir kısmı ve özellikleri gösterilmiştir.

Fisher, Wood ve Cheng (2004), farklı büyüklüklerdeki yeryüzü şekillerinin bir modelden, aynı pencere büyüklükleri ile çıkartmada ortaya çıkan doğruluk, tamlık vb. problemleri azaltmak için bulanık mantık ile analizlerin yapılmasının daha uygun olabileceğini düşünmüşler ve 3x3 den 75x75 piksele değişen pencere büyüklükleri ile Wood'a (1996) göre sınıflandırma yapmışlardır. Doğruluk analizinde mevcut haritaları kullanmışlardır. Benzer bir çalışmayı Arrell, Peter, Tate ve Bastin (2007), 50 m çözünürlüklü SYM, eğim, bakı, eğrisellik parametrelerini kullanarak bulanık c-ortalama yöntemi ile uygulamışlardır. SYM'yi 100, 200 ve 400 m'ye örnekleyerek ölçek ve farklı sınıf sayıları ile sırtlar, düzlükler, akarsu ve yamaçların ölçek ile ilişkisini araştırmışlardır. Schmidt ve Hewitt (2004), başlangıçta eğim ve eğrisellik değerlerini kullanarak bulanık mantıkla sınıflandırmış, sonrasında TPI ile topolojik ilişkileri değerlendirilerek sınıflandırmalarını tamamlanmışlardır. Eğim ve eğriselliğin ölçeğe çok bağımlı olduğunu belirtmişlerdir.

Örneklem verilerinin de sisteme dahil edildiği piksel tabanlı denetimli sınıflandırmayı uygulayan Prima, Echigo, Yokoyama, Yoshida (2006), 50 m çözünürlüklü SYM, eğim, topoğrafik açıklık (0.15 km, 5 km) verilerini kullanmışlardır. Mevcut haritalar ve eğri yorumlarından çıkarılmış örneklem verileri ile denetimli sınıflandırma yapılmış ve volkanlar, alüvyal fan, alüvyal düzlükler, dağlar ve tepeler olarak yer şekilleri sınıflandırılmıştır.

Gruber vd., (2017), çalışmalarında toprak araştırmacılarının arazi çalışması verilerini, 2.5 m Lidar SYM kullanarak büyük ve orta ölçek için sınıflandırma yapmışlardır. Düzlük, çukur ve akarsular, sediment birikimleri, yamaç bileşenleri ve sırtların Dikau, Wood, Jeomorfon, TPI, Schmidt ve Helwitt (2004) şemalarındaki karşılıklarını eşleştirmişler, SYM çözünürlüğü, pencere büyüklükleri ve parametrelerin eşik değerlerini değiştirerek ve destek vektör makineleri (SVM) yöntemini de

Tablo 2. Piksel tabanlı sınıflandırma yapılan araştırmalar.
Table 2. Pixel-based classification studies.

Yazarlar	SYM (m)	Ek parametreler	Yöntem
Denetimsiz Sınıflandırma			
Ventura ve Irvin, 2000	10	Nemlilik indeksi, güneş ışınımı	Bulanık k-ortalama, ISOData
Burrough, Van Gaans ve MacMillan, 2000	5, 75		Bulanık k-ortalama
Moravej, Karimian Eghbal, Toomanian ve Shahla Mahmoodi, 2012	GDEM	Yükseklik farkı	k-ortalama
Denetimli Sınıflandırma			
Prima vd., 2006	50	Topoğrafik açıklık	Jeffries-Matusita Mesafesi
Zhao vd., 2017	SRTM 30	Engebe oranı	Rastgele orman alg.

ekleyerek sınıflandırmalar yapmışlardır. Herbirinde yeryüzü şekillerini en iyi veren parametreleri ve eşik değerlerini belirlemişler ve doğruluk analizi yapmışlardır.

Zhao, Xiong, Ding ve Tang (2017), SRTM 30 m çözünürlüklü SYM ile alt havza sınırlarında taraça, dağlar, tepeler, sırtlar vb. yeryüzü şekillerini sınıflandırmak için öğrenme tabanlı rastgele orman algoritmasını ve yükseklik, eğim, eğrisellik ve yamaç eğimi parametrelerini kullanmışlardır. Havza sınırını segment olarak düşünmüşler, çok düzeyli segmentasyon ile de karşılaştırmışlardır.

4.3. Segmentasyon, obje tabanlı denetimsiz ve denetimli sınıflandırma

eCognition yazılımının gelişimiyle artan objeye yönelik sınıflandırma, pikseller ile çalışmak yerine bir veya daha çok parametre kullanarak alanı segmentlere ayırmak ve sonrasında da diğer parametrelerin incelenmesiyle segmentleri adlandırmak, sınıfları belirlemek şeklinde uygulanmaktadır. Segmentasyon kenar veya bölge tabanlı olarak uygulanabilmekte, sınıflandırmada bulanık kurallar veya en yakın komşuluk ilişkileri kullanılabilir. **Tablo 3**'de gösterilen araştırmaların çoğunda sınıflandırmada bulanık mantık kuralları kullanılmıştır. Obe tabanlı sınıflandırmanın, bu alanda denetimsiz olamayacağı düşünüldüğünden incelenen çalışmalar için bir ayırım yapılmamıştır.

Romstad (2001), piksel tabanlı çıkarılan yeryüzü şekillerinin birbirileri ile topolojik ilişkisini değerlendirerek başlangıçta yapılacak bir segmentasyonun daha anlamlı sonuçlar çıkarabileceğini belirtmiştir. Segmentasyonda genelleştirme ilkelerini kullanmıştır. Sınırların çok keskin olmaması nedeniyle sınıflandırmada bulanık mantık kurallarının uygulanmasını önermişlerdir. Benzer şekilde Blaschke ve Strobl (2003), segmentasyonun yeryüzü şekillerinin sınırlarının homojen olarak çıkarılmasını sağlayabileceğini belirtmişlerdir. Minar ve

Evans (2008), segmentasyon kavramlarını dikkate alarak yeryüzü şekillerinin belirlenmesinde elementer formların kullanılmasını önermişlerdir.

Dragut ve Blaschke (2006) çalışmalarını, farklı ölçeklerde SYM'lere uygulanabilecek ortak bulanık mantık kurallarını tespit etmek ve dağlık alanlarda yer şekillerinin sınıflandırılmasını geliştirmek amacıyla yapmışlardır. Başlangıçta yükseklik farkı verisi ile segmentasyon uygulamışlardır. Dikau'nun (1989) eğriselliğe bağlı yaptığı dokuzlu sınıflamayı uyarlamışlar ve yükseklik, yamaç eğriselliğinin yatay ve düşey bileşeni parametreleri için kurallar geliştirmişlerdir. Yükseklik farkına göre alanlar önce yüksek, orta ve alçak olarak ayrılmış, yüksek yerler düzlük, zirve ve yamaç, orta yükseklikteki yerler düzlük ve yamaç, alçak yerlerde dağ eteği ve yamaç olarak ayrılmıştır. Diğer çalışmalardan farklılıklarının komşuluk ilişkileri ve topolojiyi dikkate almak olduğunu, yükseklik farkı ve bulanık kuralları kullanmaları nedeniyle sınıflandırmanın çok duyarlı olduğunu belirtmişlerdir. Bulanık mantık çalışmasında öncül kuralların uzmanlarca belirlendiği böylece uzman olmayan kişilerin de sistemi kullanabileceği, mevcut sistemler ile karşılaştırdıklarında sınıflandırma adımlarındaki insan hatalarının ve işlem zamanının azaltıldığını belirtmişlerdir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yeryüzü şekillerinin sınırlarının belirlenmesinde en önemli konu üç boyutlu şekli iki boyutlu geometrik elemanlara dönüştürebilecek algoritmaların belirlenmesidir. Belirlenmek istenen şeklin büyüklüğü, SYM'nin çözünürlüğü, SYM'den hesaplanan eğim, eğrisellikler, yükseklik farkı vb. morfolojik parametrelerin değerleri, işlenecekleri pencere büyüklükleri bu dönüşümde büyük rol oynamaktadır.

Yeryüzü şekillerinin belirlenmesinde parametre hesabından sonraki aşama sınıflandırmadır. Sınıflandırma, parametrelere eşik değerlerin uygulanması ve sonuçların kombinasyonu veya

Tablo 3. Obe tabanlı sınıflandırma yapılan araştırmalar.

Table 3. Object-based classification studies.

Yazarlar	SYM (m)	Ek parametreler	Segmentasyon
Dragut ve Blaschke, 2006	5, 46, 57	Yükseklik farkı	Yükseklik farkı
Kringer vd., 2009	20, Lidar 2.5	Akarsulara mesafe, havza alanı	Eğim ve nemlilik indeksi
Anders, Seinjonsbergen ve Bouten, 2011	Lidar 1	Alçak alanların oranı	Eğim ve topografik açıklık
Seijmonsbergen, Hengl ve Anders, 2011	Lidar 1	Yükseklik oranı, akarsu, yükseklik farkı	Topografik açıklık
Romstad ve Etzelmüller, 2012	20	Eğrisellik	Eğrisellik
Mashimbye, De Celercq ve Van Niekerk, 2014	5, SRTM 90, GDEM	Baki	Eğim, baki

görüntü sınıflandırmaya benzer şekilde piksel/tabanlı denetimli/denetimsiz sınıflandırma ve obje tabanlı sınıflandırma şeklinde uygulanmaktadır. Hepsinde mevcut durumu değerlendirerek, eşik değerlerin belirlenmesi, komşu sınıra sahip farklı şekillerin anlamlılığı gibi topolojik ilişkilerin tespit edilmesi gerçek anlamda sınırlara erişmek için önemlidir. Yeryüzü şekillerinin karmaşık olması, doğası gereği belirli bir sistematığı izlememesi günümüze dek halen bir standart geliştirilememesinin ana nedenidir. Benzer uygulamalarda benzer olduğu kadar olmayan pek çok parametreler de kullanılmıştır. Günümüze dek gerçekleştirilen uygulamaların bilgi tabanlı öğrenme, yapay zekâ algoritmalarına aktarılması, uzman jeomorfologların denetimi bu konuda az da olsa örneklem sağlayabilecektir. Ne tür yeryüzü şekilleri, hangi çözünürlükte, hangi parametreler ile ve hangi algoritmalar ile başarıyla sınıflandırılabilir? Bu sorunun, yeni araştırmalar ve özellikle de öğrenme tabanlı algoritmalar ile yanıtlanabileceği düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Anders, N. S., Seijmonsbergen, A. C., & Bouten, W. (2011). Segmentation optimization and stratified object-based analysis for semi-automated geomorphological mapping. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 2976–2985. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.007>
- Arrell, K. E., Fisher, P. F., Tate N. J., & Bastin, L. (2007). A fuzzy c-means classification of elevation derivatives to extract the morphometric classification of landforms in Snowdonia, Wales. *Computers & Geosciences*, 33(10), 1366–1381. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.05.005>
- Band, L. E. (1986). Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, 22(1), 15–24. <https://doi.org/10.1029/WR022i001p00015>
- Batuk, F., Emem, O., Görüm, T., & Gökaşan, E. (2008, June). *Implementation of GIS for landforms of Southern Marmara*. Paper presented at Integrating Generations. FIG Working Week 2008, Stockholm, Sweden.
- Blaschke, T., & Strobl, J. (2003). Defining landscape units through integrated morphometric characteristics. In E. Buhmann & S. Ervin (Eds.) *Landscape modelling: Digital techniques for landscape architecture* (pp. 104–113). Heidelberg, DE: Wichmann Verlag.
- Bolongaro Crevenna, A., Torres-Rodríguez, V., Sorani, V., Framed, D., & Ortiz, M. A. (2005). Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology*, 67(3–4), 407–422. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.007>
- Brabyn, L. (1998). GIS analysis of macro landform. In *Proceedings of the Spatial Information Research Centre's 10th Colloquium, November* (pp.35–48). Research Centre.
- Burrough, P. A., Van Gaans, P. F. M., & MacMillan, R. A. (2000). High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets and Systems*, 113(1), 37–52. [https://doi.org/10.1016/S0165-0114\(99\)00011-1](https://doi.org/10.1016/S0165-0114(99)00011-1)
- Congalton, R., & Green, K. (1999). *Assessing the accuracy of remotely sensed data: Principles and practices*. New York, NY: Lewis Publishers.
- Del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., & Aranburu, A. (2015). An automated method to extract fluvial terraces from LiDAR based high resolution digital elevation models: The Oiartzun Valley, a case study in the Cantabrian margin. *Quaternary International*, 364, 35–43. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.030>
- Dikau, R. (1989). The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In J. Raper (Ed.), *Three dimensional application in geographic information systems* (pp. 51–77). London, UK: Taylor & Francis.
- Dikau, R., Brabb, E. E., & Mark, R. M. (1991). Landform classification of New Mexico by computer. *USA- Geological Survey Open File Report*, 91(634), 1–16.
- Dikau, R., Brabb, E., Mark, R. K., & Pike, R. J. (1995). Morphometric landform analysis of New Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 101, 109–126.
- Dragut L., & Blaschke, T. (2006). Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology*, 81(3–4), 330–344. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.013>
- Drescher, K., & Frey, W. D. (2009). Landform classification using GIS. *Position IT, August-Sept*, 30–34. Retrieved from <https://www.ee.co.za/wp-content/uploads/legacy/PositionIT%202009/page%2030-34.pdf>

- Evans, I. S. (1980). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 36*, 274–295.
- Fisher, P., Wood, J., & Cheng, T. (2004). Where is Helvellyn? Fuzziness of multi-scale landscape morphometry. *Transactions of the Institute of British Geographers, 29*(1), 106–128. <https://doi.org/10.1111/j.0020-2754.2004.00117.x>
- Gallant, A. L., Brown, D. D., & Hoffer, R. M. (2005). Automated mapping of Hammond's landforms. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 2*(4), 384–388. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2005.848529>
- Gökgöz, T., & Moustafa Khalil, M. B. (2015). Large scale landform mapping using Lidar DEM. *ISPRS International Journal of Geo-Information, 4*(3), 1336–1345. <https://doi.org/10.3390/ijgi4031336>
- Gruber, F. E., Baruck, J., & Geitner, C. (2017). Algorithms vs. surveyors: A comparison of automated landform delineations and surveyed topographic positions from soil mapping in an Alpine environment. *Geoderma, 308*, 9–17. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.08.017>
- Hammond, E. H. (1954). Small scale continental landform maps. *Annals of Association of American Geographers, 44*, 33–42.
- Hrvatın, M., & Perko, D. (2009). Suitability of Hammond's method for determining landform units in Slovenia. *Acta Geographica Slovenica, 49*(2), 343–366. <https://doi.org/10.3986/AGS49204>
- Hutchinson, M. F. (1988). Calculation of hydrologically sound digital elevation models. In *Proceedings of the Third International Symposium on Spatial Data Handling* (pp. 117–133). Columbus, Ohio: International Geographical Union
- Iwahashi, J., & Pike, R. (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology, 86*(3–4), 409–440. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.012>
- Iwahashi, J., Kamiya, I., Matsuoka, & Yamazaki, D. (2018). Global terrain classification using 280 m DEMs: Segmentation, clustering, and reclassification. *Progress in Earth and Planetary Science, 5*(1), 1–31. <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0157-2>
- Jamil, A., & Bayram, B. (2018). Tree species extraction and land use/cover classification from high-resolution digital orthophoto maps. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 11*(1), 89–94. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2756864>
- Jasiewicz, J., & Stepinski, T. F. (2013). Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology, 182*(2013), 147–156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.005>
- Jasiewicz, J., Netzel P., & Stepinski, T. F. (2014). Landscape similarity, retrieval, and machine mapping of physiographic units. *Geomorphology, 221*, 104–112. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.011>
- Jenson, S. K., & Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for GIS analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 54*(11), 1593–1600.
- Karagulle, D., Frye, C., Sayre, R., Breyer, S., Aniello, P., Vaughan, R., & Wright, D. (2017). Modeling global Hammond landform regions from 250-m elevation data. *Transactions in GIS, 21*(5) 1040–1060. <https://doi.org/10.1111/tgis.12265>
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2001). *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Kılıç, F. ve Öztürk, D. (2013, Mayıs). *Yeryüzü şekillerinin sayısal yükseklik modelleri ile otomatik çıkarılması*. Türkiye Ulusal Fotogrametri ve Uzaktan Algılama Birliği V. Sempozyumu'nda sunulan bildiri, Trabzon.
- Klingseisen, B., Metternicht, G., & Paulus, G. (2007). Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach. *Environmental Modelling & Software 23*(1), 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.05.007>
- Kramm, T., Hoffmeister, D., Curdt, C., Maleki, S., Khormali, F., & Kehl, M. (2017). Accuracy assessment of landform classification approaches on different spatial scales for the Iranian loess plateau. *ISPRS International Journal of Geo-Information, 6*(11), 1–22. <https://doi.org/10.3390/ijgi6110366>
- Kringer, K., Tusch, M., Geitner, C., Rutzinger, M., Wiegand, C., & Meißl, G. (2009). Geomorphometric analyses of LiDAR digital terrain models as input for digital soil mapping. *Proceedings of Geomorphometry 2009* (pp. 74–81). University of Zurich.
- Luo, W., & Stepinski, T. F. (2008). Identification of geologic contrast from landscape dissection pattern: An application to the Cascade Range, Oregon, USA. *Geomorphology, 99*(1–4), 90–98. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.014>
- MacMillan, R. A., Pettapiece, W. W., Nolan, S. C., & Goddard, T. W. (2000). A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems, 113*(1), 81–109. [https://doi.org/10.1016/S0165-0114\(99\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0165-0114(99)00014-7)
- MacMillan, R. A., Martin, T. C., & Earle, T. J. (2003). Automated analysis and classification of landforms using high-resolution digital elevation data: Applications and issues. *Canadian Journal of Remote Sensing, 29*(5), 592–606. <https://doi.org/10.5589/m03-031>
- MacMillan, R. A., & Shary, P. A. (2009). Landforms and landform elements in geomorphometry. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.) *Geomorphometry: Concepts, software, applications* (pp. 227–254). Amsterdam: Elsevier
- Mark, D. M. (1975). Geomorphometric parameters: A review and evaluation. *Geografiska Annaler Series A, Physical Geography, 57*(3–4), 165–177.
- Martins, F. M. G., Fernandez, H. M., Isidoro, J. M. G. P., Jordán, A., & Zavala, L. (2016). Classification of landforms in Southern Portugal (Ria Formosa Basin). *Journal of Maps, 12*(3), 422–430. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1035346>
- Mashimbye, Z. E., De Clercq, W. P., & Van Niekerk, A. (2014). An evaluation of digital elevation models (DEMs) for delineating land components. *Geoderma, 213*, 312–319. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.08.023>

- Miller, B. A., & Schaetzl, R. J. (2015). Digital classification of hillslope position. *Soil Science Society of America Journal*, 79(1), 132–145. <https://doi.org/10.2136/sssaj2014.07.0287>
- Milne, J. D. G., Clayden, B., Singleton, P. L., & Wilson, A. D. (1995). *Soil description handbook*. Landcare, AU: Manaaki Whenua Press.
- Minar, J., & Evans, I. S. (2008). Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*, 95(3–4), 236–259. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.003>
- Moravej, K., Karimian Eghbal, M., Toomanian, N., & Shahla Mahmoodi, S. (2012). Comparison of automated and manual landform delineation in semi detailed soil survey procedure. *African Journal of Agricultural Research*, 17(7), 2592–2600. <https://doi.org/10.5897/AJAR11.728>.
- Morgan, J. M., & Lesh, A. (2005). Developing landform maps using ESRI's model builder. *Proceedings of the 2005 ESRI International User Conference*, (pp. 25–29). USA.
- Norini, G., Zuluaga, M. C., Ortiz, I. J., Aquino, D. T., & Lagmay, A. M. F. (2016). Delineation of alluvial fans from digital elevation models with a GIS algorithm for the geomorphological mapping of the Earth and Mars. *Geomorphology*, 273(15), 134–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.08.010>
- O'Callaghan, J. F., & Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28(3), 323–344. [https://doi.org/10.1016/S0734-189X\(84\)80011-0](https://doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0)
- Pennock, D. J., Zebarth, B. J., & DeJong, E. (1987). Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, 40(3–4), 297–315. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(87\)90040-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(87)90040-1)
- Peucker, D., & Douglas, H. (1975). Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. *Computer Graphics and Image Processing*, 4(4), 375–387. [https://doi.org/10.1016/0146-664X\(75\)90005-2](https://doi.org/10.1016/0146-664X(75)90005-2)
- Pike, R. J. (1988). The geometric signature: Quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. *Mathematical Geology*, 20(5), 491–511.
- Pelfini, M., & Bollati, I. (2014). Landforms and geomorphosites ongoing changes: Concepts and implications for geoheritage promotion. *Quaestiones Geographicae*, 33(1), 131–143. <https://doi.org/10.2478/quageo-2014-0009>
- Piloyan, A., & Konečný, M. (2017). Semi-automated classification of landform elements in Armenia based on SRTM DEM using k-means unsupervised classification. *Quaestiones Geographicae*, 36(1), 93–103. <https://doi.org/10.1515/quageo-2017-0007>
- Prima, O. D. A., Echigo, A., Yokoyama, R., & Yoshida, T. (2006). Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology*, 78(3–4), 373–386. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.005>
- Romstad, B. (2001). Improving relief classification with contextual merging. In J. T. Björke & H. Tveite (Eds.) *Proceedings of the 8th Scandinavian Research Conference on Geographical Information Science* (pp. 3–14).
- Romstad, B., & Etzelmüller, B. (2012). Mean-curvature watersheds: a simple method for segmentation of a digital elevation model into terrain units. *Geomorphology*, 139–140, 293–302. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.031>
- Ruhe, R. V. (1960). Elements of the soil landscape. In *Transactions of the 9th Congress of the International Society of Soil Science* (pp. 165–170). Madison, Wisconsin: International Soil Science Society.
- Schmidt, J., & Hewitt, A. (2004). Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma* 121(3–4), 243–256. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.10.008>
- Seijmonsbergen, A. C., Hengl, T., & Anders, N. S. (2011). Semi-automated identification and extraction of geomorphological features using digital elevation data. In M. J. Smith, P. Paron, & J. S. Griffiths (Eds.), *Geomorphological mapping* (pp. 297–335). Amsterdam, NLD: Elsevier.
- Shary, P. A. (1995). Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Mathematical Geology*, 27(3), 373–390.
- Shary, P. A., Sharaya, L. S., Mitusov, A. V. (2002). Fundamental quantitative methods of land surface analysis, *Geoderma*, 107(1–2), 1–32. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00136-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00136-7)
- Skidmore, A. K. (1990). Terrain position as mapped from a gridded digital elevation model. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(1), 33–49. <https://doi.org/10.1080/02693799008941527>
- Speight, J. G. (1974). A parametric approach to landform regions. In *Progress in geomorphology* (pp. 213–230). Oxford, UK: Alden Press.
- Speight, J. G. (1990). Landform. In R. C. McDonald, R. F. Isbell, J. G. Speight, J. Walker, & M. S. Hopkins (Eds.), *Australian Soil and Land Survey field handbook* (pp. 9–57). Melbourne: Inkata Press.
- Stepinski, T. F., & Bagaria, C. (2009). Segmentation-based unsupervised terrain classification for generation of physiographic maps. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(4), 733–737. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2009.2024333>
- Tarboton, D. G., & Ames, D. P. (2001, May). *Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data*. World Water and Environmental Resources Congress, Orlando, Florida
- Tunçay, T., Bayramin, İ., Öztürk, H. S., Kibar, M., & Başkan, O. (2014). The use of remote sensing and geographic information system techniques to determine relationships between land use and landform. *Toprak Su Dergisi*, 3(2), 124–136.
- van Asselen, S., Seijmonsbergen, A. C. (2006). Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DEM. *Geomorphology*, 78(3–4), 1309–1320. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.037>
- Ventura, S. J., & Irvin, B. J. (2000). Automated landform classification methods for soil landscape studies. In J. P. Wilson & J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis principals and applications* (pp. 245–294). New York, NY: John Wiley & Sons.

- Verhagen, P., Dragut, L. (2012). Object-based landform delineation and classification from DEMs for archaeological predictive mapping. *Journal of Archaeological Science*, 39(3), 698–703. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2011.11.001>
- Weiss, A. (2001). *Topographic Position and Landforms Analysis*. ESRI User Conference. San Diego, CA
- Wysocki, D. A., Schoeneberger, P. J., & LaGarry, H. E. (2000). Geomorphology of soil landscapes. In P. M. Huang, Y. Li, & M. E. Sumner (Eds.), *Handbook of soil sciences: Properties and processes* (pp. 5–40). Boca Raton, FL: CRC Press.
- Zevenbergen, L. W., & Thorne, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47–56. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120107>
- Zhao, W. F., Xiong, L. Y., Ding, H., & Tang, G. (2017). Automatic recognition of loess landforms using Random Forest Method. *Journal of Mountain Science*, 14(5), 885–897. <https://doi.org/10.1007/s11629-016-4320-9>
- Wood, J. (1996). *The geomorphological characterisation of digital elevation models* (Doctoral dissertation, University of Leicester, England). Retrieved from <https://lra.le.ac.uk/handle/2381/34503>



DOI: 10.26650/JGEOG411356

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>


Dedegöl Dağı'ndaki Glasiyal Sirklerin Morfometrik Özellikleri

Morphometric Characteristics of the Glacial Cirques on Mount Dedegöl

Zeynel ÇILĞIN¹*, Cihan BAYRAKDAR²®

¹Munzur Üniversitesi, Tunceli Meslek Yüksek Okulu Mimarlık ve Şehir Planlama Bölümü, Tunceli, Türkiye

²İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul, Türkiye

ÖZ

Türkiye'nin güneybatısında, Batı Toroslar dağ kuşağında yer alan Dedegöl Dağı'nda (2992 m) bulunan 30 glasiyal sirk morfometrik özelliklerinin belirlenmesinin hedeflendiği bu çalışmada, sirklerin bakı, yükselti, eğim, boyut, şekil özelliklerinin analizi ve gelişim aşamalarına göre sınıflandırılması morfometrik parametreler çerçevesinde yapılmıştır. Sirkler temelde, buzul öncesi topografya, yükselti ve bakı etkisine, kısmen de lokal tektonik ve jeolojik yapıya bağlı olarak gelişmiş ve farklı özellik kazanmışlardır. Sirklerin dörtte üçüne yakın bölümü (73,3), güneş radyasyonuna daha az maruz kalan K, KD ve KB yönlerde gelişmiştir. Sirklerin ortalama taban yükseltisi 2543 m olup, kuzeye bakan yamaçlarda sirkler daha düşük kotlarda gelişme imkanı bulmuşlardır. Sirklerin morfometrik ölçümlerinden, ortalama 600 m uzunluk, 534 m genişlik ve 0,27 km² alan değerleri elde edilmiş, sirk uzunluğunun genişlikten biraz daha fazla olduğu görülmüştür. Buzul vadisi başlangıç noktasında, buzul vadisi yamaçlarında ve buzul vadisinden bağımsız noktalarda gelişim gösteren sirkler; sirk teknesi, basit, basamaklı ve birleşik sirk formunda olmak üzere farklı şekilsel özelliklere sahip olmuşlardır. Sahada iyi gelişmiş 11 sirk mevcutken, diğer 19 sirk ya iyi gelişmemiş ya da orta derecede gelişmiş oldukları belirlenmiştir. Buzullaşmaların ilk başladığı dönemde, uygun lokalitede bulunan sirklerin pozitif geri besleme ile daha hızlı gelişim göstererek iyi gelişmiş olgun sirklere dönüştüğü değerlendirilmiştir.

Anahtar kelimeler: Glasiyal sirk, sirk morfometrisi, Dedegöl Dağı

ABSTRACT

This study investigates the morphometric characteristics of 30 glacial cirques developed on Mount Dedegöl (2992 m) in the western Taurus mountain belt of southwestern Turkey. The elevation, slope, size, and shape characteristics of the cirques are analyzed and classified according to their developmental stages based on morphometric parameters. The development of cirques and their distinctive features are basically due to the pre-glacial topography, elevation, and aspect, and partly due to the local tectonic and geological structures. Nearly three-quarter of the cirques (73.3%) were developed in the N, NE, and NW aspects, which area less exposed to solar radiation. The average floor altitude of the cirques is 2543 m, and on the north-facing slopes, the cirques grew at lower elevations. From the morphometric measurements of the cirques, their mean length, width, and area are 600 m, 534 m, and 0.27 km², respectively, revealing that the lengths of most cirques are slightly larger than the corresponding widths. The cirques have distinctive features regarding forms, as they exist as troughs or simple, staircase, or compound cirques, and they are located at the head or slopes of the glacial valleys, or on an area isolated from the valley. We assessed and classified the cirques according to their developmental stages. The assessment results show that there are 11 well-developed cirques in the mountain and the remaining 19 are either moderately or poorly developed. The evaluation also shows that at the onset of the glaciations, the appropriately located cirques developed into mature cirques because of the facilitative environment.

Keywords: Glacial cirque, cirque morphometry, Mount Dedegöl

Geliş tarihi/Received: 30.03.2018 • **Kabul tarihi/Accepted:** 03.05.2018 • **Online yayın tarihi/Online published:** 17.05.2018

Sorumlu yazar/Corresponding author: Zeynel ÇILĞIN / zeynelcilgin@gmail.com

Atıf/Citation: Çilgin, Z., Bayrakdar, C. (2018). Dedegöl Dağı'ndaki glasiyal sirklerin morfometrik özellikleri. *Coğrafya Dergisi*, 36, 27-48.

<https://doi.org/10.26650/JGEOG411356>



EXTENDED ABSTRACT

This study investigates the morphometric characteristics of 30 glacial cirques on Mount Dedegöl (2992 m) in southwestern Turkey. The elevation, slope, size, and shape characteristics of the cirques are analyzed and classified according to their developmental stages based on morphometric parameters.

Mount Dedegöl is situated in the west of Beysehir Lake in a sub-region called The Lakes District (Göller Yöresi) in the Mediterranean Basin. The mountain, as a part of the Western Taurus orogenic belt, extends from south to north. It approximately has a length of 12 km in the north—south direction and a width of 5—6 km in the east—west direction.

The exposed bedrocks in the mountain massif are thick carbonate deposits of the Mesozoic era. The glacial erosional areas corresponding to the high sections of the mountain consist of completely massive limestones, mainly Dipoyraz Formation. Because of the glaciations that occurred during Quaternary cold periods, the higher sections of the Mount Dedegöl have evidences of erosional and depositional land forms of glacial topography. Glacier valleys over 7 km long, numerous cirques, and moraine deposits are evidences of the Pleistocene glaciation. The cirques are the most prominent glacial landform of all the six glaciated areas on Mount Dedegöl. They are usually located in the head of the glacier valley, and the glacier valleys begin with one or more cirques. Morphometric analyses of the cirques are carried out in detail in the study area, using modified forms of the methods created by Evans and Cox (1974; 1995) and Evans (2006), which have also been used by various researchers (e.g., Davis, 1999; Hughes, Gibbard, & Woodward, 2007; Marinescu, 2007; Mîndrescu, Evans, & Cox, 2010; Simoni, 2011). The morphometric parameters are based on a set of definitions formulated by Evans and Cox (1974; 1995).

The values obtained by the morphometric measurements of the glacial cirques on Mount Dedegöl are mostly within certain limits and are close to the mean values. The morphometric properties of the cirques are discussed separately in terms of elevation, size, slope, and aspect. On Mount Dedegöl, 30 glacial cirques with distinct characteristics have been identified. Cirques were formed and developed in six sub-glaciated areas on the mountain: Sayacak, Kisbe Dere, Elma Dere, Karagöl, Muslu, and Kar Çukuru. The development and differentiation of the cirques are basically due to the pre-glacial topography, altitude, and aspect, and partly due to local tectonic and geological structures. Nearly three-quarter of the cirques (73.3%) were developed in the N, NE, and NW aspects, which area less exposed to solar radiation, thereby facilitating cirque growth. Only two cirques were developed in the SE and W aspects each because of unfavorable conditions, which include the local topographical conditions, ridges orientations, and pre-glacial valleys.

The average floor altitude of the all cirques is 2543 m, and on the north-facing slopes, the cirques grew at lower elevations. Four cirques below 2400 m were developed in the north aspect. Cirques facing the SE and W directions were developed on relatively higher elevations. From the morphometric measurements of the cirques, their mean length, width, and area are 600 m, 534 m, and 0.27 km², respectively, revealing that the lengths of most cirques are slightly larger than the corresponding widths. We found that length exceeds width in 19 cirques, while width exceeds length in 9 cirques, and 2 cirques had equal lengths and widths.

The cirques have an average area of 0.27 km², which is slightly below the ideal cirque size. The average circularity index for the cirques is 0.76, and 13 cirques exceed 0.8. The circularity index is close to the upper limit value (0.8), indicating that the cirques are nearly circular. In the study area, the mean inclination angle of the cirques slopes is 28°, with the floor slope being 13° and the wall slope being 42°. These figures fall in the ideal range.

The cirques have cave distinctive features regarding their forms, as they exist as troughs or simple, staircase, or compound cirques, and they are located at the head or slopes of the glacial valley or on an area isolated from the valley. We identified 10 simple cirques, 3 cirque troughs, 8 compound cirques, and 9 staircase cirques. Furthermore, 6 cirques are located at the head of the valleys, 21 on the slopes of the valleys and 3 in isolated areas irrelevant to the glacial valley.

We evaluated and classified the cirques according to their developmental stages. The evaluations results show that there are 11 well-developed cirques on the mountain, and the remaining 19 are moderately or poorly developed. There is no direct correlation between the developmental stages of the cirques and their elevation. Several well-developed cirques were also grown at relatively low elevations, such as 2300—2400 m. The local factors which influenced the cirques development include prep-glacial topography, aspect, altitude, and geological structure. The evaluations also show that at the onset of the glaciations, the cirques located at the favorable locations developed into mature cirques by growing in a facilitative environment.

1. GİRİŞ

Sirkler, dağ buzullaşmalarında en sık rastlanılan aşınım şekillerinden biridir. Genellikle amfiteatr, yarım daire veya elips şeklindeki çanaklardır (Erinç, 1971; Turoğlu, 2011). Sıklıkla buzul vadilerinin yukarı kesimlerinde bulunurlar. Şekilleri buzul aşınımı kontrolünde gerçekleşir ve dağlık alanlarda oluşan buzullaşmaların başlıca kanıtları arasında kabul edilmektedir (Evans, 1997). Buzullaşmanın başladığı ve yayılış gösterdiği alanların göstergesi olmakla birlikte paleoklim verileri de sunmaktadır. Sirklerin, özellikle eski buzulların ve iklimlerin karakteri hakkında kantitatif ve kalitatif veri sunabileceği belirtilmektedir (örn. Hughes, Gibbard ve Woodward, 2007; Mîndrescu, Evans ve Cox, 2010).

Çalışma sahasının da içinde bulunduğu Batı Toros orojenik kuşağında yer alan dağların yükseltisi kalıcı kar sınırının altında kaldığından güncel buzul bulunmamaktadır (Çiner, 2003a; Sarıkaya, 2011; Turoğlu, 2011). Buna karşın, bu alanda yer alan Dedegöl, Akdağ, Sandıras, Beydağları, Karadağ, Geyik Dağları, Davraz Dağı ve Barla Dağı gibi Pleyistosen buzullaşmasının izlerini taşıyan dağlar vardır (Ardos, 1977a, 1977b; Arpat ve Özgül, 1972; Bayrakdar, 2012; Bayrakdar, Çilgin ve Sarış, 2017; Çilgin, 2015; Çiner, 2003a, 2003b; Çiner, Deynoux ve Çörekçioğlu, 1999; Delannoy ve Maire 1983; Doğu, 1993; Doğu, Çiçek, Gürgen ve Tunçel, 1999a, 1999b; Messerli, 1967; Planhol, 1953; Sarıkaya, 2011; Sarıkaya, Zreda, Çiner ve Zweck, 2008; Sarıkaya, Çiner ve Zreda, 2011; Selçuk Biricik, 1982.); (Şekil 1).

Pleyistosen'in soğuk dönemlerinde, sirk, vadi ve kısmen havza buzulları Dedegöl Dağı'nın yüksek kesimlerinde oluşmak için uygun şartlara sahip olmuşlardır. Ancak, Holosen başlarında iklimde meydana gelen ısınma ile buzullar çekilmiş ve sonrasında tamamen ortadan kalkmışlardır. Buzullaşmalardan geriye buzul vadileri, sirkler, aretler, piramidal zirveler gibi aşınım şekilleri ile moren depoları ve sandur düzlüğü gibi birikim şekilleri kalmıştır. Dağa damgasına vuran bu şekiller alpin topografya görüntüsü oluşturmuşlardır. Bu şekiller arasında en fazla ön plana çıkan ise glasiyal aşınım şekillerinden bir olan sirkler olmuştur (Çilgin, 2015).

Bu çalışmada Dedegöl Dağında buzullaşmalardan geriye kalan sirklerin morfometrik özelliklerinin CBS kullanılarak incelenmesi amaçlanmıştır. Sirklerin yükselti, boyut, şekil, bakı ve eğim özelliklerinin ortaya konması; gelişim aşamalarına göre sınıflandırılması hedeflenmiştir. Sirklerin mevcut morfometrik özelliklerinin kazanılmasında topografya, litoloji, tektonik ve zaman gibi faktörlerin etkisi tartışılmıştır.

1.1. Dedegöl Dağı'nın Konumu

Çalışma alanı, Akdeniz Bölgesi'nin Göller Yöresi'nde, Beyşehir Gölü'nün batısında yer almaktadır. Dedegöl Dağı, Batı Toroslar orojenik kuşağı içinde yer alan ana hatlarıyla güneyden kuzeye doğru uzanış gösteren en yüksek noktası 2992 m olan bir dağdır. Kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 12 km uzunluğa, doğu-batı doğrultusunda ise 5-6 km genişliğe sahiptir. Dedegöl Dağı, tektonik olarak Türkiye'nin en aktif alanlarından biri olan



Şekil 1: Türkiye'de aktüel buzulların yer aldığı dağlar ve Kuvaterner'de buzullaşmaya uğramış alanlar (Bayrakdar, Çilgin, Döker ve Canpolat, 2015'ten değiştirilerek).

Figure 1: The mountains harbouring active glaciers and glaciated mountains in Quaternary in Turkey (modified from Bayrakdar, Çilgin, Döker ve Canpolat, 2015).

“Isparta Açısı” (Yağmurlu ve Şentürk, 2005) içinde, bu alanının doğu kesiminde yer almaktadır. Dağın en yüksek noktası Dedegöl Tepe (2992 m) zirvesidir. Kartal Tepe (2983 m), Karçukur Tepe (2932 m) dağın diğer yüksek tepeleri arasındadır (**Şekil 2**).

1.2. Dedegöl Dağı'nın Genel Jeolojik ve Jeomorfolojik Özellikleri

Dedegöl Dağı'nın lito-stratigrafik yapısını Prekambriyen'den Kuvaterner'e uzanan aralıkta yer alan kaya birimleri oluşturmaktadır. Ancak dağ kütlelerinde yüzeyleyen kayalar büyük ölçüde Mesozoyik'de çökelen kalın karbonat istifleridir. Dağın yüksek kesimlere denk gelen buzul aşınım sahası, başta Dipoyraz Formasyonu olmak üzere tamamen masif kireçtaşlarından oluşmaktadır (Dumont ve Monod, 1976; Özgül, 1976; Şenel, 1997; Şenel vd., 1996).

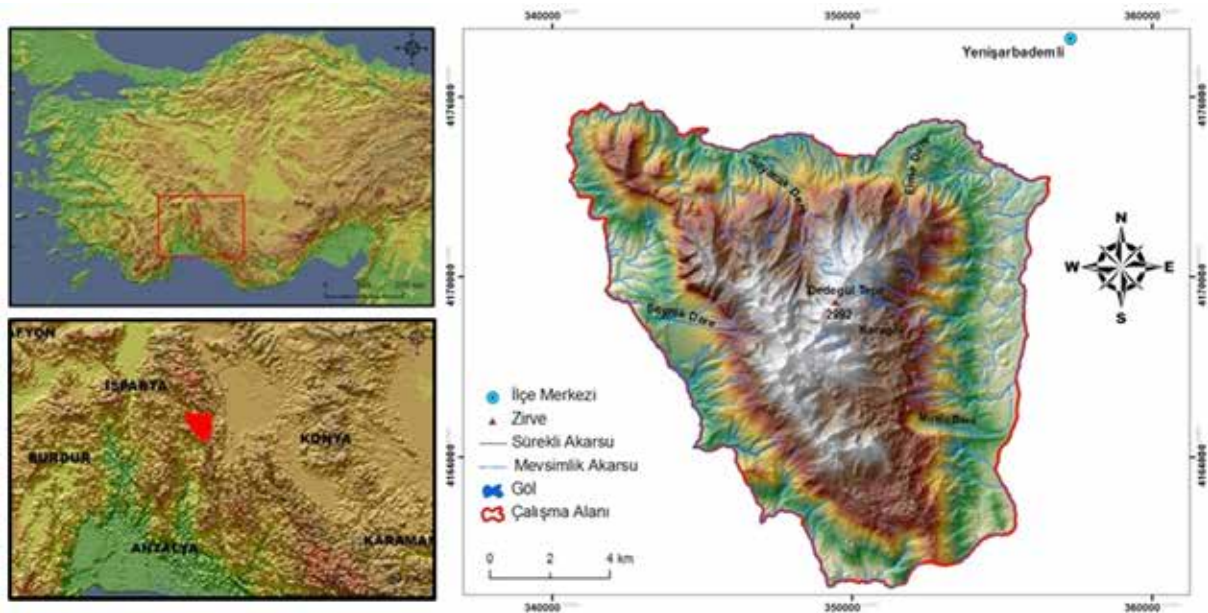
Dedegöl Dağı, güney-kuzey doğrultulu uzanışa sahip olmakla birlikte, tabanı kuzey, tepe kısmı güneye bakan bir üçgeni andırmaktadır. Dağ, pek çok araştırmacı tarafından kütle ya da masif olarak tanımlanmıştır (Dumont ve Monod, 1976; Şenel, 1997). Bu durum dağın jeolojik olarak kalın karbonat istifinden, jeomorfolojik olarak da doğu, kuzey ve batı kesimlerinde bulunan faylar ve bindirmeler ile sınırlanmış olması ve eğim değerlerinin kısa mesafede ani artışlar göstererek, çevresindeki morfolojik unsurlardan ayrılmış olmasıyla ilgilidir. Dağın doğu yamaçları, 1150-1200 m seviyelerinde bulunan alçak kesimlerden 2990 m seviyelerine kısa bir mesafe ile geçilen çok eğimli bir yüzeye sahiptir. Bu kesim, kısmen Miyosen'den sonraya

atfedilen önemli düşey bir fay ile (atımı 1500 metrenin üstünde) sınırlanmıştır. Bu nedenle masifin eski tabanı (Bozburun Şistleri) yüzeylemiştir (Dumont ve Monod, 1976).

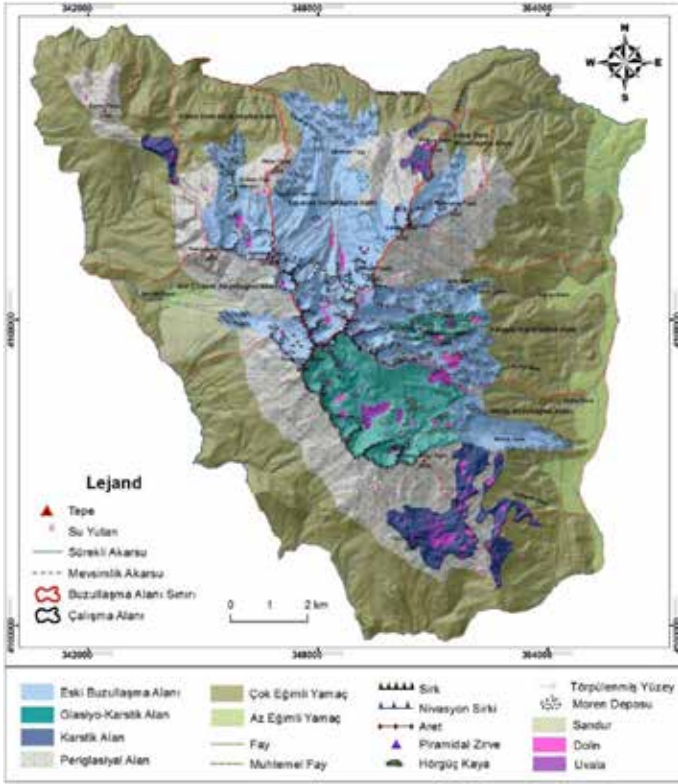
Kuzey-güney doğrultusunda uzanan ve bir sırt ya da antiklinal görünümünde olan zirveler bölgesi, Muslu Vadisi ile Karagöl alanında bulunan üç vadi tarafından yarılarak, kesintiye uğratılmıştır. Dağın batı yamaçları güneydoğu-kuzeybatı gidişli olup, bu alan da doğu yamaçlar gibi kısa mesafede 2800-2900 metrelerdeki zirvelere ulaşılabilen çok eğimli yamaçları oluşturmaktadır. Dağın batı yamaçlarında güneydoğu-kuzeybatı doğrultusunda Kar Çukuru alanındaki flüvyal ve glasiyal etkenler kütleli bu kesimde oldukça derin yarımlar ve yarımların kütleli iç kısımlarına sokulmasına yol açmışlardır. Kuzey yamaç ise, Sayacak Dere, Kisbe Dere ve Elma Dere tarafından yarılmıştır. Bu dereler arasında kalan kesimler ise dağın diğer yamaçları gibi oldukça fazla eğimli yüzeyleri oluşturmaktadırlar.

1.3. Buzul Jeomorfolojisi

Dedegöl Dağı'nın (2992 m) yüksek kesimlerinin Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde oluşan buzullaşmalar nedeniyle, buzul topografyasına ait aşınım ve birikim şekilleri mevcuttur (**Şekil 3**). Uzunluğu 7 km geçen buzul vadileri, çok sayıda sirk ve moren depoları Pleistosen buzullaşmalarının kanıtlarını niteliğindedir (Çılgin, 2012, 2015). Dedegöl Dağı'ndaki buzullaşmalar, topografyanın sınırladığı dağ buzullaşmaları tipinde gerçekleşmiştir. Buzul vadileri, sirkler, piramidal zirveler ve aretlerle dağın alpin dağ morfolojisi ile



Şekil 2: Dedegöl Dağı'nın konumu.
Figure 2: Location of Mount Dedegöl.



Şekil 3: Dedegöl Dağı'nın buzul jeomorfolojisi haritası.

Figure 3: The map of glacial geomorphology of Mount Dedegöl.

karakterize olduğu bir görünüme kavuşmasına neden olmuştur. Soğuk dönemlerde iklimde meydana gelen değişikliklerle birlikte sıcaklık azalmış, kalıcı kar seviyesi düşmüştür. Dedegöl Dağı'nda 3400-3500 m seviyelerinden geçen aktüel iklimatik kalıcı kar sınırı (Çiner, 2003a), Pleyistosen'de ortalama 2230 m seviyesine inmiştir (Çılğın, 2012). İklimdeki değişimlere bağlı olarak Dedegöl Dağı'nda buzullaşmalar meydana gelmiştir. Bu buzullaşmalar, topografyanın sınırladığı dağ buzullaşmaları tipinde gerçekleşmiştir. Buzullar, sahada başta sirkler, buzul vadileri, töprülenmiş yüzeyler, hörgüç kayalar, aretler, basamaklar, dil çanakları, değişik türde moren depoları ve sandur düzlüğü olmak üzere buzul aşınım ve birikim şekilleri oluşturmuşlardır. Sirk ve vadi buzulları genellikle birbirleriyle bağlantılı olup, sirk buzulları önlerinde yer alan vadi buzullarını

beslemişlerdir. Gruplar halinde yer alan sirklerden sarkan buzul dilleri, Muslu ve kısmen Karagöl alanında küçük örtüler halinde havza buzullarını meydana getirmişlerdir (Çılğın, 2012). Dedegöl Dağı'nda Pleyistosen buzullaşmaları yaygın ve şiddetli olmuş, sirkler dağın topografyasında belirgin bir jeomorfolojik unsur haline gelmiştir.

Dedegöl Dağı'nda Pleyistosen buzullaşmalarına ait buzul depolarının tarihlendirilmesine yönelik farklı yöntemlerin uygulandığı çalışmalar bulunmaktadır. İlk olarak Zahno, Akcar, Yavuz, Kubik ve Schluchter (2009) tarafından ^{10}Be ve ^{26}Al izotopları ile kozmojenik tarihlendirme yöntemi kullanılmış ve Muslu Vadisi'nde SBM öncesinde ($>29.6 \pm 1.9$ bin önce (Reber vd., 2014 tarafından yeniden hesaplanmıştır), SBM'de (21.5 ± 1.5 bin yıl önce) ve Geç Buzul döneminde (15.2 ± 1.1 bin yıl önce) geliştiği belirlenmiştir. Yine Dedegöl Dağının birçok bölgesinde Çılğın (2012 ve 2015) tarafından OSL tarihlendirmesi için alınan örneklerden elde edilen tarihler için $48,8 \pm 5,1$ bin yıl, $15,6 \pm 1,7$ bin yıl, 76 ± 7 binyıl, $2,6 \pm 0,1$ bin yıl ve 148 ± 13 bin yıl olarak belirlenmiştir. OSL tarihlendirme yöntemi ile elde edilen sonuçlar ile buzullaşmanın Kuvaterner dönemi içinde birden fazla sayıda gerçekleştiğini ortaya konmuştur. Ayrıca Köse (2017) tarafından Dedegöl Dağının kuzey vadilerindeki morenlerden alınan 20 örnek kozmojenik ^{36}Cl tarihlendirme yöntemiyle tarihlendirilmiştir. Elde edilen bu yaşlar Dedegöl Dağında en az 3 farklı buzullaşma dönemini ortaya koymuştur. Son Buzul (Late Glacial) morenleri; 29.1 ± 1.7 bin yıl ve Erken Holosen morenleri 10.9 ± 0.8 bin yıl önce Sayacak Vadisi'nde depolanmıştır. Karagöl Vadisi'nde ise, Geç Buzul (Late Glacial) dönemine ait morenler; 13.5 ± 0.7 ve 16.4 ± 1.1 bin yıl önce depolanmıştır. Kisbe Vadisinde sadece Holosen morenleri; 11.6 ± 0.7 bin yıl önce depolanmışlardır.

1.4. Dedegöl Dağı'nda Glasiyal Sirkler

Sirkler, Dedegöl Dağında bulunan altı buzullaşma alanının tümünde en fazla öne çıkan glasiyal aşındırma şekillerindedir (Şekil 4). Genellikle buzul vadilerinin yüksek kesimlerinde yer

Table 1: Dedegöl Dağı'ndaki sirklerin buldukları alan ve geliştikleri yönler.

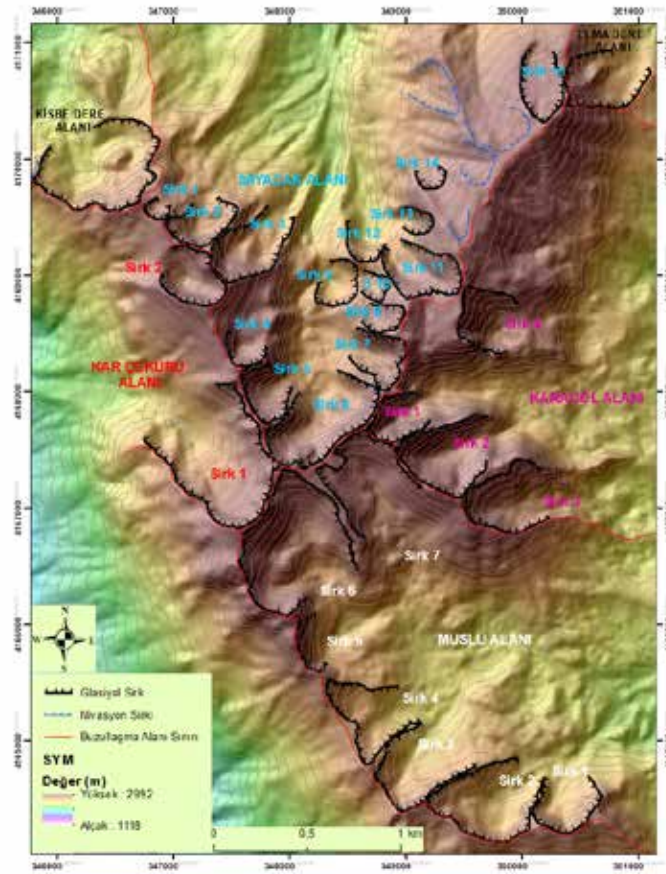
Table 1: Aspect and location of the cirques in the glaciated areas of Mount Dedegöl.

	K	KD	D	GD	G	GB	B	KB	TOPLAM
Sayacak Alanı	3	4	-	-	-	-	1	7	15
Karagöl Alanı	-	2	2	-	-	-	-	-	4
Muslu Alanı	2	1	2	2	-	-	-	-	7
Kar Çukuru Alanı	-	-	-	-	-	-	1	1	2
Kisbe Dere Alanı	1	-	-	-	-	-	-	-	1
Elma Dere Alanı	-	1	-	-	-	-	-	-	1
TOPLAM	6	8	4	2	-	-	2	8	30

almaktadırlar ve buzul vadileri bir veya daha fazla sirk ile başlamaktadır. Birkaç sirk ise yüksek kesimlerde vadilerden bağımsız olarak bulunmaktadır. Sirk eşiği dikkate alındığında, yaklaşık olarak 2300-2700 m aralığında yer alan sirkler, KD (8), KB (8), K (6), D (4), B (2) ve GD (2) yönlerinde gelişmişlerdir. Güney ve güneybatı yönlerde sirk gelişimine rastlanmamaktadır (**Şekil 3, Tablo 1, Foto 1**). Sirklerin tamamı, Dipoyraz Formasyonu olarak tanımlanan masif Triyas kireçtaşları

(Dumont ve Monod, 1976; Özgül, 1976; Şenel, 1997; Şenel vd., 1996) üzerinde oluşmuşlardır. Sahada, glasyal sirklerin yanı sıra, başta Sayacak alanı olmak üzere nivasyon sirkleri de mevcuttur (**Şekil 4**).

Çalışma sahasında, sirkler en fazla Sayacak Buzullaşma Alanında oluşmuşlardır (**Şekil 5**). 15 tane sirk bulunduğu bu alan, sahada yer alan sirklerin yarısını barındırır (**Foto 2**).



Şekil 4: Dedegöl Dağı'ndaki sirklerin konumu.

Figure 4: Location of glacial cirques on Mount Dedegöl.



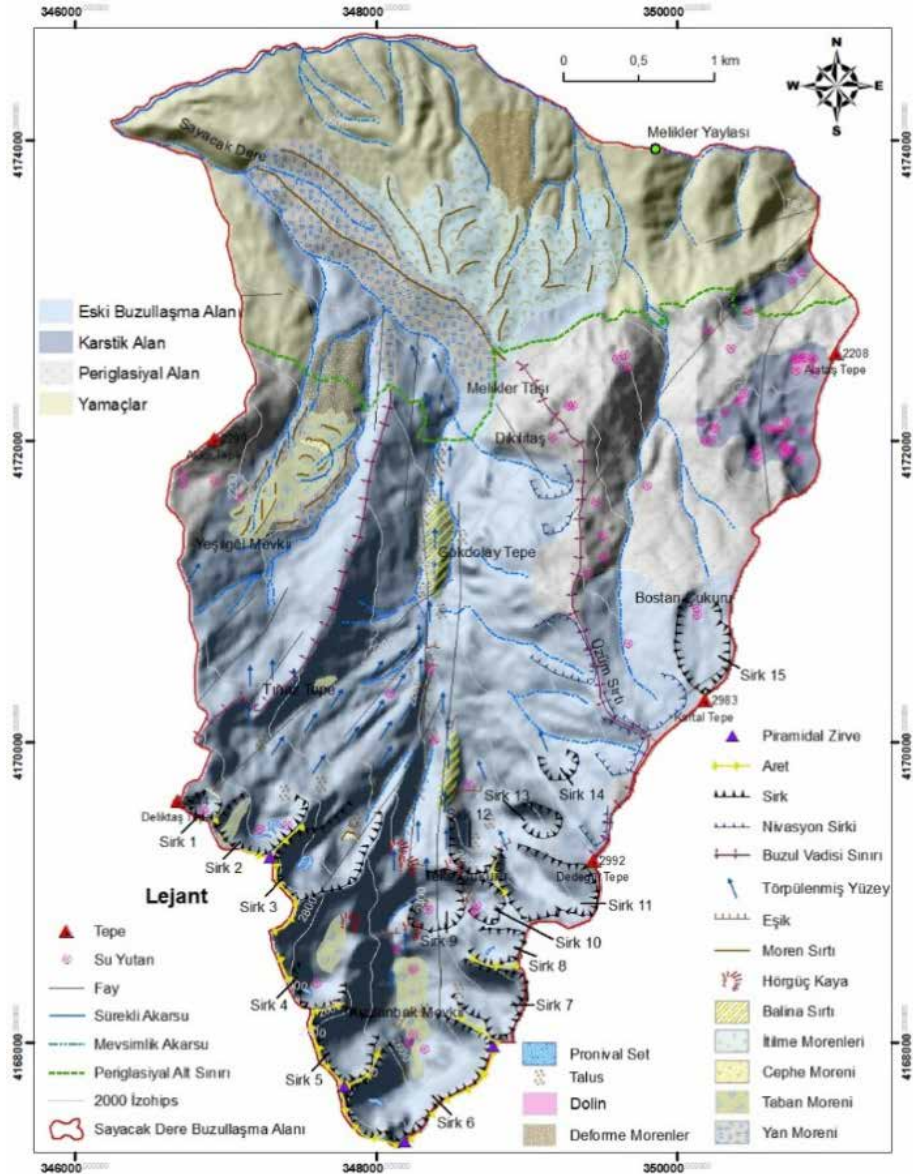
Foto 1: Sayacak (a) ve Kar Çukuru (b) alanlarında bulunan sirklerden görünüm.

Photo 1: View of cirques from Sayacak (a) and Kar Çukuru (b) areas.



Foto 2: Sayacak 1, 2, 3 ve 4 sirklerinin görünümü.

Photo 2: View of Sayacak 1, 2, 3 ve 4 cirques.



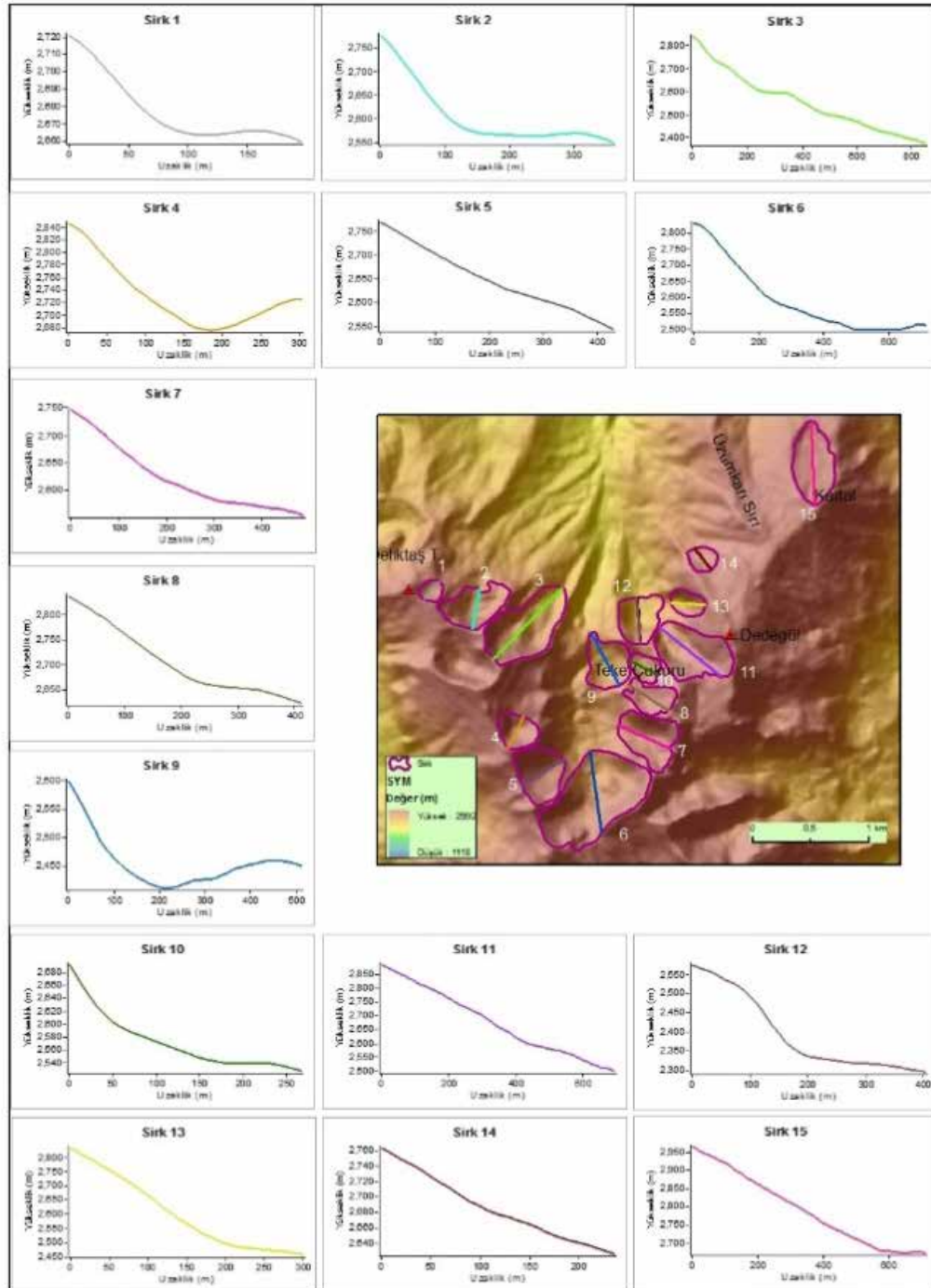
Şekil 5: Sayacak alanının buzul jeomorfolojisi haritası.

Figure 5: Glacial geomorphological map of Sayacak area.

Sayacak Dere vadisinin yukarı bölümünde 2300 m yükseklikten itibaren görülmeye başlayan sirkler, en geride 2800 metreyi geçen aret ve pirdadal zirveler sahasına kadar farklı yükseltilerde gelişmişlerdir. Sayacak Dere Buzullaşma Alanında, bağımsız ve diğerlerden ayrı basit sirkler (simple cirques), büyük sirk çanakları içinde bir sırtla ayrılan birleşik sirkler (compound cirques), birbiri üzerinde gelişen basamaklı sirkler (staircase

cirques) ve buzul vadisinin en yukarı ucunu gösteren sirk tekneleri (cirque troughs) (Benn ve Evans, 1998) formlarında bulunmaktadır (Şekil 5, 6).

Kisbe Dere buzullaşma alanında bir adet sirk bulunmaktadır. Bu sirk, Kisbe Dere vadisinin en gerisinde yer alır ve buzul vadisinin başlangıcını oluşturur. Bir bakıma, sirk teknesi (cirque



Şekil 6: Sayacak buzullaşma alanındaki sirklerin profilleri.
Figure 6: Longitudinal profiles of cirques in Sayacak glaciated area.

trough) özelliği taşıyan bu sirk, kuzeye bakan yamaçta açılan asıl sirk ile küçük bir sırtla bu sirkten ayrılan küçük bir yan sirk birleşmesiyle oluşmuş birleşik sirk özelliği de taşımaktadır (Şekil 4, 7; Foto 3). Elma Dere buzullaşma alanında bir tane sirk bulunmaktadır. Elma Dere vadisinin en gerisinde yer alan ve buzul vadisinin başlangıcını oluşturan sirk (Şekil 4, Foto 3). Sirk birbirinden bir sırtla ayrılan iki bölümden oluşan birleşik sirk özelliği taşımaktadır. Bu bölümlerden doğuda bulunan daha çok gelişmiş olup, sirk in esas bölümünü oluşturur. En son buzul ilerlemesinin depoladığı morenlerin bu bölüm önlerinde yer aldığı görülür. Batıda bulunan bölüm ise daha küçük olup, diğerinden daha yüksekte yer almaktadır.

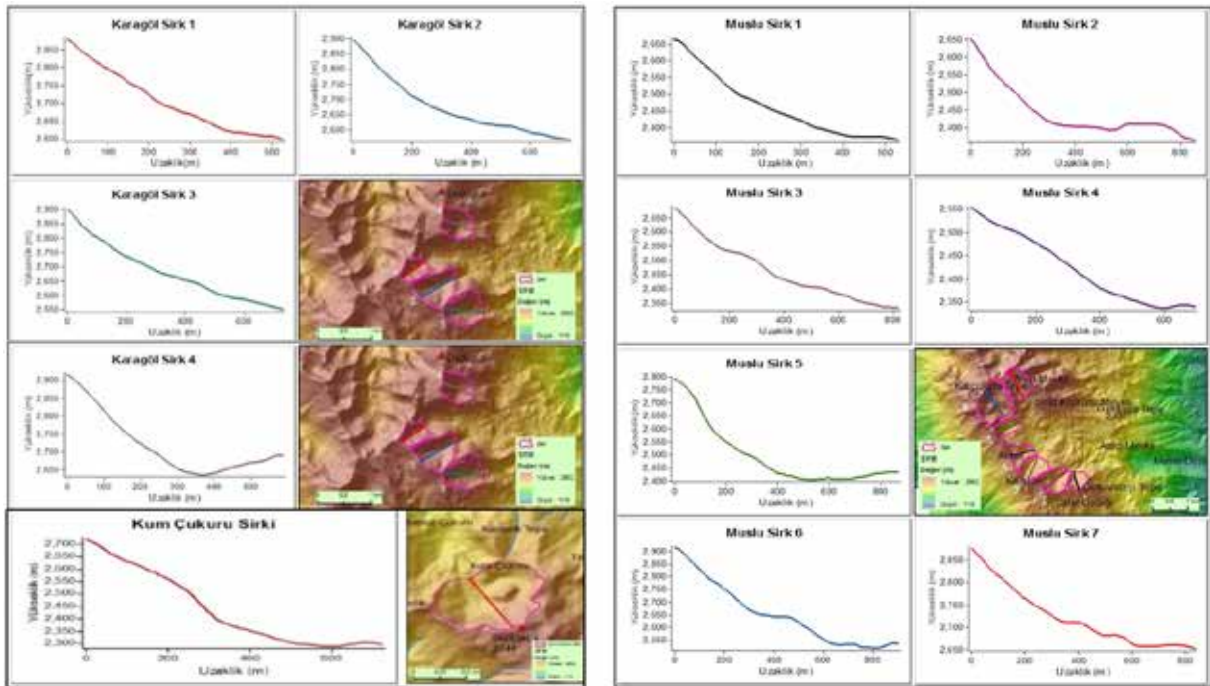
Karagöl buzullaşma alanında, ortalama yükseltisi 2700-2750 m olan dört tane sirk bulunmaktadır. Bu alandaki sirklerin

bulduğu ortalama yükselti değerleri diğer alanlara göre daha fazladır. Bunlardan, Sirk 1 buzul vadisinin yukarı kesimlerini oluşturan sirk teknesi (*cirque troughs*) özelliği taşıırken, Sirk 2 ve 3 birleşik sirk (*compounded cirque*), Sirk 4 ise basit sirk (*simple cirque*) formunda bulunmaktadırlar (Şekil 7, Foto 4).

Muslu buzullaşma alanında, içinde Gölovataşı Tepe (2689 m) ve Kar Çukuru Tepe (2935 m) gibi zirvelerin olduğu yüksek sırtlarla çevrili olan yarı dairesel dizilişli 7 tane sirk bulunmaktadır. Yaklaşık 2350 m seviyesinde itibaren görülmeye başlanan sirkler ve en geride 2900 metreyi geçen aret ve pırmadal zirveler kadar değişik yükseltilerde gelişmişlerdir (Şekil 7, Foto 5). Muslu Buzullaşma Alanında, bağımsız ve diğerlerden ayrı basit sirkler (*simple cirques*), büyük sirk çanakları içinde bazen bir sırtla ayrılan bileşik sirkler (*compound cirques*) ve birbiri



Foto 3: Kisbe Dere vadisinde Kum Çukuru Sirk (solda) ve Elma Dere Sirk (sağda).
Photo 3: Kum Çukuru cirques in Kisbe Dere area (left) and Elma Dere Cirque (right) areas.



Şekil 7: Karagöl, Kisbe Dere (Kum Çukuru) ve Muslu Alanındaki Sirklerinin boyuna profilleri.
Figure 7: Longitudinal profiles of cirques in Karagöl, Kisbe Dere (Kum Çukuru) and Muslu glaciated areas.



Foto 4: Karagöl Alanındaki Karagöl 2 (solda) ve Karagöl 4 (sağda) sirkleri.
Photo 4: Karagöl 2 (left) ve Karagöl 4 (right) Cirques in Karagöl area.



Foto 5: Muslu1, 2 ve 3 sirklerinin görünümü.
Photo 5: View of Muslu1, 2 ve 3 cirques.

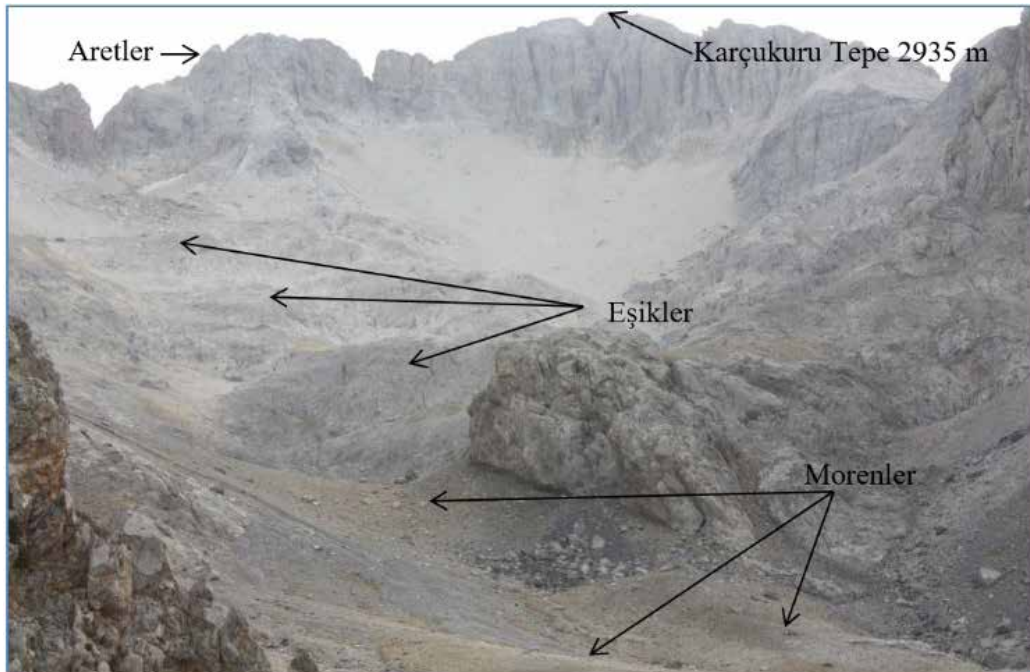


Foto 6: Kar Çukuru 1 sirkinin görünümü.
Photo 6: View of Kar Çukuru 1 cirque.

üstünde gelişen basamaklı sirkler (*staircase cirques*) formlarında bulunmaktadır.

Kar Çukuru buzullaşma alanında yer alan Kar Çukuru 1 Sirk, büyük bir çanak görünümünde olup, boyutları itibariyle iyi gelişmiş bir sirk. 2386 m yükseltisine bulunan Sirk eşliğinden, en geride bulunan Kar Çukuru Zirvesine (2935 m) kadar yaklaşık 1100 m uzanmakta olup, sirk çevre uzunluğu 3785 metredir (**Şekil 4, Foto 6**).

Kar Çukuru 2 sirk, Sayacak Dere Buzullaşma alanı içinde yer alan Sirk 2, Sirk 3 ve Sirk 4 ile aretlerle sınır oluşturmaktadır (**Şekil 3**). 2693 m ortalama yükselti ile oldukça yüksekte gelişmiş bir sirk. Kar Çukuru 2 Sirk tabanı aşırı kazılmış bir sirk durumundadır (**Foto 1**). Sirk önündeki eşik ile sirk tabanı arasında 70 m yükselti farkı vardır. Sirk, taban konumunda büyük ve derin bir çanak ve onu çok iyi kavilenecek çevreleyen duvarlara sahiptir. Sirk tabanı gerisinde, sirk duvarının 2820 m yükseltisinde küçük bir sirk gelişimi mevcuttur. Sirk önünde küçük bir pronival bir set bulunduğu görülmektedir (**Foto 1**).

2. METOT VE VERİ KAYNAKLARI

Sirklerin morfometrik özelliklerinin incelenmesinde; Evans ve Cox (1974; 1995) tarafından ortaya konulan ve uygulanan, sonrasında ise Alonso (1993), Garcia Ruiz, Villar, Ortigosa ve Bono (1999), Lowey (1999), Hughes vd. (2007), Steffanova ve Mentlik (2007) gibi farklı araştırmacılar tarafından yeniden düzenlenerek kullanılan bir dizi parametrenin ölçülmesi ve hesaplanmasına dayanan bir yöntem izlenmiştir.

Çalışmanın veri kaynaklarını ise, 1/25000 ölçekli topografya haritaları, 1/100000 ölçekli jeoloji haritası (Şenel, 1997), eş yükselti eğrilerinden üretilen 10 m çözünürlüklü sayısal yükselti modeli (SYM), GPS ölçümleri, farklı dönemlerde yapılan (2009, 2010 ve 2011 yaz dönemi) arazi çalışmaları, bu çalışmalar yapılırken çekilen fotoğraflar ve sonrasında üretilen haritalar oluşturmaktadır. Sayısal modelleme, haritalama, analiz ve profil oluşturma işlemleri, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yazılımlarından ArcGIS 9.3 ve ArcGIS 10.2 kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

3. GLASİYAL SİRKLERİN TANIMLANMASI, ÖLÇÜLMESİ VE SINIFLANDIRILMASI

Sirkler, buzul aşındırması ile oluşmuş amfiteatr, yarım daire veya elips şeklindeki çanaklardır (Erinç, 1971; Turoğlu, 2011). Benn ve Evans (1998) ise, sirkleri hafif eğimli bir tabanın etrafında eğim yukarı yönde dik kayalar ya da dik yamaçlarla

kavisli bir şekilde çevrili, eğim aşağı yönde ise açık olan çanaklardır şeklinde tanımlamışlardır. Sirklerin kapalılık göstermesi ve duvarların dik olması, daha çok fiziksel parçalanma veya konjelifraksiyonla gerçekleşirken, sirk tabanları buzul aşındırmasından doğrudan etkilenmektedirler (Erinç, 1971; Evans ve Cox, 1995).

Sirk tabanının bir bölümünün en az 20°'den daha az eğime sahip olması, sirk duvarının bir kısmının ise ortalama talus açısından (31°-36°) daha dik eğime sahip olması gerekmektedir (Evans, 2006; Evans ve Cox, 1995; Mîndrescu vd., 2010). Sirklerin glasiyolojik önemi, sirk oluşturulan buzulların, sıcak tabanlı olmaları ve bol miktarda buzul erimesi ile oluşmuş su içermeleridir. Ayrıca sirklerin yükselteleri ve bakı özellikleri, buzullaşma dönemindeki kalıcı kar seviyesi bilgilerini elde etmek için genellikle paleoklimatik rekonstrüksiyon çalışmalarında kullanılmaktadır (Bennet ve Glasser, 2009).

Çalışma alanında bulunan sirklerin detaylı morfometrik analizleri yapılmıştır. Bu analizler için, Evans and Cox (1974; 1995) ve Evans (2006) tarafından ileri sürülen ve değişik araştırmacılar tarafından (Davis, 1999; Marinescu, 2007; Hughes vd., 2007; Mîndrescu vd., 2010; Simoni, 2011) yenilenen ve kullanılan yöntemler izlenmiştir. Morfometrik değerler, Evans ve Cox (1974; 1995) tarafından kullanılan bir dizi tanımlamaya dayanmaktadır (**Tablo 2**).

Çalışma alanında sirklerin sınırlarının belirlenmesinde aşağıda belirtilen yöntem uygulanmıştır;

Öncelikle, ArcGIS 9.3 programında, 1/25000 ölçekli sayısal topografya haritası ve 10 m aralıklı sayısal izohipler kullanılarak sayısal yükselti modeli (SYM) elde edilmiştir. Elde edilen sayısal yükselti modelinden gölgelendirme (hillshade) ve eğim (slope) haritası üretilmiştir. Raster formatındaki eğim haritasından, eğim değerleri "kontur" olarak elde edilmiştir. ArcGIS 9.3 programında sayısal yükselti modeli, gölgelendirme (hillshade), izohips ve eğim (slope) kontürü etkin haldeyken sirklerin sınırları literatürde belirtilen kriterler çerçevesinde çizilmeye başlanmıştır. Sirk duvarlarının üstten sınırlandırılması yapılırken, sırtlar üstünde dış bükey gidişli izohipler ile sirklerin içine doğru uzanan içbükey izohiplerin oluşturduğu sınır üzerinde eğimin 27° olduğu kesimler dikkate alınmış ve sınır buralardan geçirilmiştir (Evans ve Cox 1995). Sirk eşliğinin belirgin olmadığı durumlarda, sirk kavisli duvarlarının sonlandığı yerlerden sınır çizilmiştir. Sirk tabanı ve duvarlar arasında sınırın belirgin olmadığı yerlerde, sınır (ideal olarak sirk tabanı 20°'den daha az; sirk duvarı ise 35°'den daha fazla eğim değerine sahip olmalıdır) 27° eğim değerine sahip

noktalar dikkate alınarak çizilmiştir (Evans ve Cox, 1995; Marinescu, 2007).

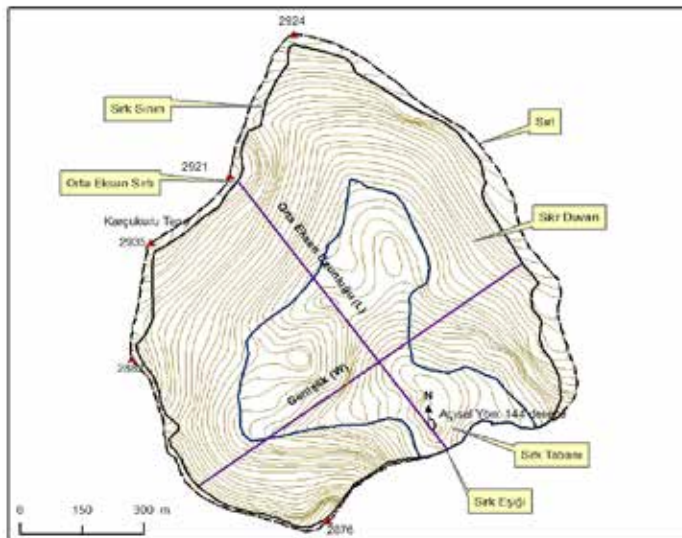
Sirklerin sınırlandırılması yapıldıktan sonra, sirk eşiğinin orta noktasından başlayan ve sirki yaklaşık iki eşit parçaya ayıracak şekilde, sirk eşiğinin tam karşısında yer alan sirk duvarına doğru

bir çizgi çizilerek (eksen) sirk ikiye ayrılmıştır. Bu çizgiye, orta eksen (median axis) çizgisi denilmektedir. Sirkin uzunluğu, sirkin iki noktası arasındaki en uzun mesafeden ziyade orta eksen boyunca elde edilen uzunlukla (L) ifade edilir. Sirkin orta eksenini çizildikten sonra, orta eksene dik en uzun mesafeyi temsil eden genişlik (W) doğrusu belirlenmiştir (**Şekil 8**) (Evans ve Cox

Tablo 2: Sirk Morfometrik Parametreleri (Evans, 2006; Evans ve Cox, 1995; Simoni, 2011).

Table 2: The morphometric parameters of a glacial cirque (Evans, 2006; Evans & Cox, 1995; Simoni, 2011).

No.	Morfometrik parametreler	Ölçü Birimi	Hesaplama Yöntemi	Kategori
V1	Minimum Taban Yüksekliği (lowalt)	m	Ölçme	Yükseklik
V2	Ortalama Taban Yüksekliği (flooralt)	m	$(V3 + V1) / 2$	
V3	Maksimum Taban Yüksekliği (maxfalt)	m	Ölçme	
V4	Orta Eksen Sirt Yüksekliği (medcraht)	m	Ölçme	
V5	Ortalama Sirk Yüksekliği (medalt)	m	$(V4 + V1) / 2$	
V6	Maksimum Sirt Yüksekliği (maxcraht)	m	Ölçme	
V7	Su Bölümü Çizgisi Maksimum Yüksekliği (maxabalt)	m	Ölçme	Boyutlar
V8	Orta Eksen Yüksekliği (H)	m	$V4 - V1$	
V9	Maksimum taban Amplitüdü (maxflampl)	m	$V3 - V1$	
V10	Orta Eksen Uzunluğu (Sirttan Eşiğe) (L)	m	Ölçme	
V11	Orta Eksene Dik Maksimum Genişlik (W)	m	Ölçme	
V12	Orta Eksende Sirk Duvarı ile Sirk Tabanı Arasındaki Yükseklik (wallht)	m	$V4 - V3$	
V13	Genişlik/Uzunluk Oranı (widlen)		$V11 / V10$	
V14	Uzunluk/ Genişlik Oranı (lenwid)		$V10/V11$	
V15	Uzunluk/Yükseklik Oranı (lenH)		$V10 / V8$	
V16	Çevre Uzunluğu (P)	m	Ölçme	
V17	Sirk Tabanı Alanı (fIS)	km ²	Ölçme	
V18	Sirk Alanı (S)	km ²	Ölçme	
V19	Relatif Boyut	km	$V18 / V8$	
V20	Ana Boyut	km ³	$2 \cdot V18 \cdot V8 / 3$ veya $\pi \cdot V10 \cdot V11 \cdot V8 / 6$	
V21	Dairesellik indeksi (CI)		$4 \pi \cdot V18 / V16^2$	
V22	Orta Eksenin Yönü (axgrad)	derece	Ölçme	Bakı
V23	Relatif Yön		Ölçme	
V24	Orta Eksen Eğimi (axgrad)	derece	$\text{arc sin } (V8/ V10)$	Eğim
V25	Ortalama Taban Eğimi (medflgrad)	derece	$\text{arc sin } (V9/ L \text{ Sirk Tabanı})$	
V26	Ortalama Sirk duvarı Eğimi (medwallgrad)	derece	$\text{arc sin } (V12/ L \text{ Sirk Duvarı})$	



Şekil 8: Sirklerin tanımlanmasında kullanılan ana çizgiler (Örnek, Muslu Sirk 6).

Figure 8: The main lines that define a glacial cirque (e.g., Muslu 6 cirque).

Tablo 3: Sirklerin gelişim aşamalarına göre sınıflandırılması (Davis, 1999; Evans, 2006; Evans ve Cox, 1974, 1995; Mîndrescu vd., 2010).

Table 3: The morphometric parameters of a glacial cirque (Davis, 1999; Evans, 2006; Evans ve Cox, 1974, 1995; Mîndrescu vd., 2010).

Sirk Gelişim Aşaması	Tanımı
1= Klasik	Sirk duvarı ve sirk tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ve sirk tabanında göl bulunmaktadır.
2= İyi Gelişmiş	Sirk duvarı ve sirk tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ancak sirk tabanında göl bulunmamaktadır.
3= Belirgin	Sirkin varlığı tartışmasızdır, ancak tabanı veya sirk duvarı özelliklerinden biri zayıf olabilir.
4= Az Gelişmiş	Zayıf, az gelişmiş ve bazı şüphelerin olduğu sirklerdir. Ancak iyi gelişmiş özelliklerden biri zayıf olanı telafi eder.
5= Marjinal	Varlığı ve orijini şüpheli olan sirklerdir.

1995; Marinescu, 2007). Diğer morfometrik parametreler **Tablo 2'** da belirtildiği şekilde ölçülmüş ve hesaplanmıştır.

Çalışma alanında bulunan sirkler; gelişim aşamalarına, şekilsel özelliklerine, buzul vadisi ile olan konumuna ve geliştikleri yöne göre sınıflandırılmıştır (Benn ve Evans, 1998; Davis, 1999; Evans, 2006; Evans ve Cox, 1995; Mîndrescu vd., 2010; Simoni, 2011; Trenhaile, 1976). Gelişim aşamasına göre yapılan sınıflamada kullanılan aşamalar ve tanımları **Tablo 3'** da gösterilmiştir.

Sirkler, şekilsel özelliklerine göre ise (Benn ve Evans, 1998);

Basit Sirkler (Simple Cirques): Orta boyutlarda, belirginleşmiş sirk unsurları ihtiva eden (taban, sirk duvarı, eşik), izohipslerin yarı dairesel uzanış gösterdiği, sirk içinde basamak veya eşik bulundurmayan sirklerdir.

Sirk Tekneleri (Cirque Troughs): Buzul vadisinin en yüksekte yer alan bölümüdür. Sirk-vadi arası bir şekle sahip olup, buzul vadisine doğru genişleyerek açılır.

Birleşik Sirkler (*complex/ compound/ conjugated cirque*) benzer boyutlara sahip, birbirinden küçük sırtlarda ayrılan bir veya daha fazla sirkin birleşimi ile oluşan sirklerdir.

Basamaklı Sirkler (staircase cirques) iki veya daha fazla sirkin birbiri üzerinde yer aldığı sirklerdir.

Sirklerin bulunduğu yerin buzul vadisi ile olan konuma göre (Trenhaile, 1976);

Vadi başı sirkleri; buzul vadisinin başlangıç noktasında yer alırlar.

Vadi yamacı sirkleri; buzul vadisinin yamaçlarında yer alırlar.

İzole veya bağımsız sirkler; buzul vadisi ile bağlantısı olmayan bir alanda yer alırlar.

Bakı özelliklerine göre; K, KD, D, GD, G, GB, B, KB.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

Dedegöl Dağında glasiyal sirkelerin morfometrik ölçümleri ile elde edilen değerler, çoğunlukla belirli bir sınır içinde ve ortalama değerler etrafında yer aldığı görülmektedir (**Tablo 4**). Sirklerin morfometrik özellikleri yükselti, boyut, eğim ve bakı açısından ayrı ayrı ele alınmıştır. Sirklerin yükselti değerleri, aksi belirtilmedikçe ortalama taban yükseltisi olarak ifade edilmiştir.

4.1. Yükselti

Aynı buzullaşma sahasında, yüksekte yer alan sirkler alçakta yer alanlara oranla buzullar tarafından daha uzun bir süre işgal edilmiş olurlar. Ayrıca, yüksekte yer alan sirklerin genellikle aşağıdakilerden daha fazla buzullaşma döngüsüne maruz kalma olasılığı fazladır. Bundan dolayı genel bir eğilim olarak yüksekte yer alan sirklerin daha fazla gelişmiş olması beklenir. Büyük sirkler genellikle iyi gelişmiş sirk olarak yorumlanır (Olyphant, 1981). Bu sirkler az gelişmiş sirkelere göre daha iyi içbükeylik (concavity) ve kapalılık (closure) gösterirler. Sirk eşliğinin yüksekliği ve tabanın aşırı oyulma derecesi yükselti ile birlikte artar (Evans ve Cox, 1995).

Dedegöl Dağında bulunan 30 adet sirkin ortalama yükseltisi (sirk tabanı dikkate alındığında) 2543 m bulunmuştur (**Tablo 5**). Sayacak Dere alanında bulunan Sirk 12 (2314 m) ile buzul vadisi başlangıç noktasını oluşturan Kisbe Dere alanında yer alan Kum Çukuru sirki (2317 m) en düşük kotlarda gelişen sirklerdir. Her

Tablo 4: Dedegöl Dağındaki sirklerin morфометrik parametre değerleri.
Table 4: The morphometric parameter values of the glacial cirques on Mount Dedegöl.

BUZULLAŞMA ALANI	SIRK	Morфометrik Parametreler																										
		En Alçak Taban Yüksekliği (m)	Ortalama Taban Yüksekliği (m)	En Yüksek Taban Yüksekliği (m)	Orta Eksende Sirk Duvarı Yüksekliği (m)	Ortalama Sirk Yüksekliği (m)	En Yüksek Sirk Duvarı Yüksekliği (m)	Su Bölümü Çizgisi Maksimum Yüksekliği	Orta Eksen Yüksekliği (H) (m)	Maksimum Taban Amplitüdü (m)	Sırttan Eşiğe Orta Eksen Uzunluğu (L) (m)	Orta Eksene Dik Maksimum Genişlik(W)(m)	Orta Eksende Duvar Yüksekliği (m)	Genişlik/Uzunluk Oranı	Uzunluk/ Genişlik Oranı	Uzunluk/Yükseklik Oranı	Sirk Çevre Uzunluğu (Perimeter) (m)	Sirk Tabanı Alanı (km ²)	Sirk Alanı (km ²)	Relatif Boyut (km)	Hacim (km ³)	Dairesellik İndeksi	Sirk Yönu (Orta Eksende) (°)	Relatif Sirk Yönu	Ortalama Sirk Eğimi (°)	Ortalama Sirk Tabanı Eğimi (°)	Ortalama Sirk Duvarı Eğimi (°)	Sirkün Gelişim Aşaması
SAYACAK	1	2658	2661	2664	2718	2688	2750	2756	60	6	194	195	54	1	1	3,5	642	0,007	0,03	0,56	0,001	0,91	40	KD	17	3,4	33	2
	2	2544	2569	2594	2767	2655	2790	2780	223	50	361	502	173	1,3	0,7	2,1	1725	0,038	0,14	0,86	0,022	0,63	10	K	35	13	65	2
	3	2385	2496	2606	2840	2612	2876	2870	455	221	843	472	234	0,5	1,7	3,6	2182	0,082	0,28	1,22	0,086	0,75	45	KD	30	21	51	3
	4	2725	2733	2741	2844	2870	2881	119	16	292	383	103	1,3	0,7	2,8	1066	0,017	0,08	0,80	0,007	0,91	25	KD	23	2,6	40	2	
	5	2550	2588	2625	2765	2657	2870	2877	215	75	420	505	140	1,2	0,8	3,0	1517	0,005	0,15	1,12	0,023	0,86	55	KD	29	23	33	4
	6	2510	2585	2660	2829	2669	2928	2940	319	150	700	916	169	1,3	0,7	4,1	2845	0,095	0,48	2,88	0,103	0,75	295	KB	26	18	39	2
	7	2550	2586	2621	2744	2647	2869	2869	194	71	482	464	123	1	1	3,9	1711	0,015	0,17	1,42	0,023	0,75	305	KB	23	13	37	3
	8	2628	2658	2688	2837	2732	2878	2889	209	60	405	272	149	0,6	1,4	2,7	1361	0,022	0,08	0,58	0,012	0,58	295	KB	29	18	38	3
	9	2449	2450	2450	2593	2521	2600	2610	144	1	507	412	143	0,8	1,2	3,5	1498	0,014	0,13	0,94	0,013	0,76	330	KB	16	0,2	42	2
	10	2527	2541	2554	2688	2607	2727	2888	161	27	261	230	134	0,8	1,1	1,9	874	0,009	0,05	0,37	0,005	0,82	298	KB	35	13	52	3
	11	2501	2548	2595	2884	2692	2958	2992	383	94	692	492	289	0,7	1,4	2,3	1981	0,025	0,24	0,83	0,061	0,77	310	KB	31	21	37	4
	12	2296	2314	2332	2574	2435	2606	2610	278	36	395	383	242	0,9	1,1	1,6	1370	0,01	0,12	0,52	0,023	0,84	355	K	40	11	65	3
	13	2459	2471	2482	2822	2640	2880	2992	363	23	323	238	340	0,7	1,3	0,9	965	0,002	0,06	0,20	0,016	0,90	272	B	64	18	86	5
	14	2629	2636	2643	2762	2695	2763	2992	133	14	227	236	119	1,1	0,9	1,9	763	0,003	0,04	0,36	0,004	0,93	315	KB	33	17	37	4
	15	2672	2678	2683	2965	2818	2975	2983	293	11	711	363	282	0,5	1,9	2,5	1741	0,011	0,19	0,67	0,037	0,79	355	K	23	4,4	28	4
KARA GÖL	1	2596	2643	2689	2883	2739,5	2943	2949	287	93	530	382	194	0,7	1,3	2,7	1496	0,01	0,157	0,8	0,03	0,88	57	KD	30,9	19,4	43,3	3
	2	2560	2630	2700	2893	2726,5	2945	2949	333	140	730	625	193	0,8	1,1	3,7	2422	0,02	0,364	1,8	0,08	0,78	62	KD	26,1	18,3	37,8	3
	3	2536	2571	2606	2899	2717,5	2905	2912	363	70	742	628	293	0,8	1,1	2,5	2219	0,06	0,321	1,1	0,07	0,82	92	D	28,0	18,4	31,9	3
	4	2660	2665	2670	2919	2789,5	2953	2962	259	10	582	509	249	0,8	1,1	2,3	1970	0,06	0,257	1,0	0,04	0,83	110	D	25,4	2,1	46,3	2
MUSLU	1	2352	2377	2401	2660	2506	2697	2699	308	49	518	586	259	1,1	0,8	2,0	1860	0,02	0,221	0,8	0,04	0,80	345	K	34,0	17,4	41,5	3
	2	2364	2440	2516	2652	2508	2695	2699	288	152	852	703	136	0,8	1,2	6,2	2750	0,12	0,475	3,4	0,09	0,79	46	KD	19,3	14,7	29,8	2
	3	2330	2387	2443	2678	2504	2680	2694	348	113	808	764	235	0,9	1,0	3,4	2489	0,05	0,41	1,7	0,09	0,83	20	K	24,6	14,6	36,7	3
	4	2325	2423	2520	2548	2436,5	2670	2704	223	195	689	692	28	1,0	1,0	2,4	2688	0,10	0,338	1,2	0,05	0,59	72	D	20,4	19,7	20,1	4
	5	2434	2442	2450	2796	2615	2815	2876	362	16	861	462	346	0,5	1,8	2,4	2356	0,04	0,28	0,8	0,06	0,63	68	D	24,0	1,9	50,6	3
	6	2539	2617	2695	2913	2726	2925	2935	374	156	873	973	218	1,1	0,9	4,0	3678	0,23	0,807	3,7	0,20	0,75	144	GD	24,5	15,9	40,1	2
	7	2647	2707	2767	2875	2761	2945	2949	228	120	828	691	108	0,8	1,2	7,6	2993	0,12	0,467	4,3	0,07	0,65	152	GD	15,7	11,2	28,6	3
KAR ÇUKURU	Kar Çukuru 1	2386	2416	2445	2903	2644,5	2927	2935	517	59	1072	898	458	0,8	1,1	2,3	3785	0,04	0,829	1,8	0,28	0,73	312	KB	27,6	10,9	34,3	2
	Kar Çukuru 2	2689	2693	2697	2870	2779,5	2880	2881	181	8	597	460	173	0,7	1,3	3,4	1748	0,04	0,21	1,2	0,02	0,85	282	B	17,3	1,2	43,7	2
ELMA KISPE DERE	Kum Çukuru	2284	2317	2350	2712	2498	2736	2744	428	66	714	1032	362	1,4	0,6	1,9	3134	0,06	0,593	1,6	0,16	0,76	343	K	34,3	17,1	41,9	2
	Elma Dere	2400	2440	2479	2882	2641	2902	2915	482	79	801	556	403	0,6	1,4	1,9	2229	0,05	0,303	0,7	0,09	0,77	57	KD	34,4	15,0	46,0	3

Tablo 5: Dedegöl Dağındaki sirklerin buzullaşma alanlarına göre ortalama yükseltileri

Table 5: Medium altitudes of the glacial cirques on Mount Dedegöl.

	Sayacak Alanı (15 Sirk)	Karagöl Alanı (4 Sirk)	Muslu Alanı (7 Sirk)	Kar Çukuru Alanı (2 Sirk)	Kispe Dere Alanı (1 Sirk)	Elma Dere Alanı (1 Sirk)	Dedegöl Dağı Genel (30 Sirk)
Ortalama Sirk Tabanı Yükseltisi (m)	2567	2627	2485	2555	2317	2440	2543
Ortalama Sirk Yükseltisi (Sirk Eşiği-Sırtı Ort.) (m)	2656	2743	2580	2712	2498	2641	2648

iki sirk in de kuzey yönde ve buzul vadisinin başlangıç noktalarında bulunması, bakı ve konumlarının etkili olabileceği düşündürmektedir. Sayacak alanında sirkler 2314 m ile 2733 m yükseltileri aralığında yer almaktadır ve bu açıdan en geniş aralığa sahip alandır. Farklılığın oluşmasında bakı ve yükseltinin

yanı Şsıra arazinin tektonik hareketler, kararlaşma süreçleri, flüvyal etkenler ve kütle hareketleri ile kompleks bir görünümüne dönüşmesinin etkisi vardır (Çılğın, 2012). Karagöl Alanındaki sirkler, yükseltisi en fazla olan sirklerdir. Karagöl 1 ve 2 Sirkleri, güney-kuzey doğrultusunda uzanan dağlık kütlelerin yüksek

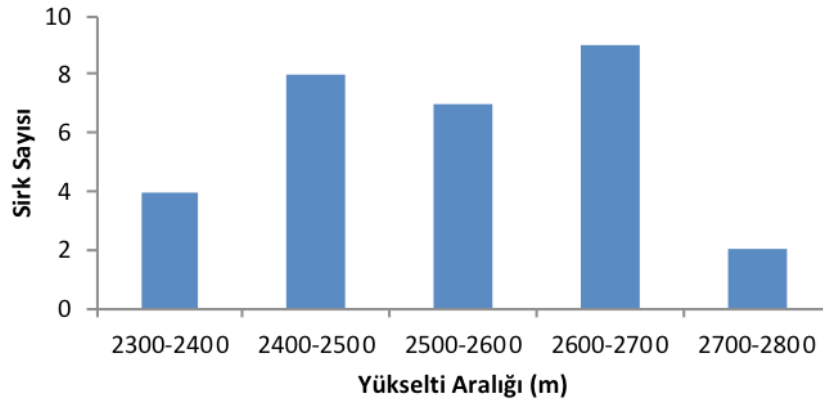
eğimli yamaçlarını yarararak kütlelerin iç kısımlarına kadar sokulan eski bir vadinin yukarı çıkışlarında gelişmişlerdir.

Sahada sirklerin 100 m aralıklı dağılımları incelendiğinde sirklerin %80'nin (24 sirk) 2400-2700 m aralığında yer aldığı görülür. 4 adet sirk 2300-2400 m ile en düşük yükselti aralığında ve 2 adet sirk ise 2700-2800 m ile en yüksek aralıkta bulunmaktadır (Şekil 9).

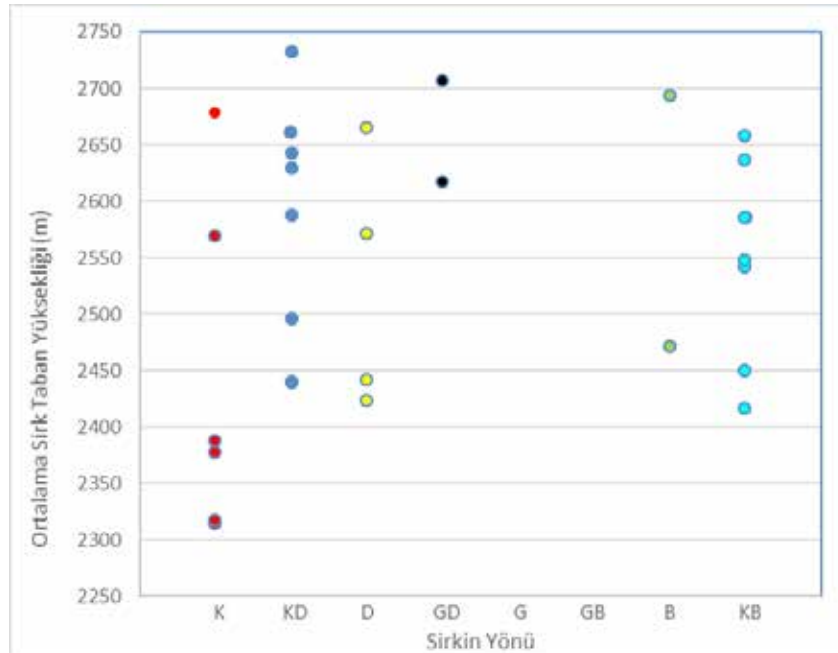
Sahada, ortalama yükseltisi en düşük olan sirkler kuzey yönde gelişmiştir (Şekil 10). 2300-2400 m aralığında 4 sirk bulunmaktadır. Diğer yönlerde 2400 m altında gelişen sirk bulunmamaktadır. Yine güneydoğu ve güneybatı yönlerde

gelişen 4 sirk nispeten daha yüksek kotlarda gelişme imkanı bulmuşlardır (Şekil 10).

Sahada, yükseltinin artması ile sirklerin daha gelişmiş ve büyük boyutlu olması arasında doğru orantı bulunamamıştır. Benzer şekilde, sirklerin daha fazla kapalılık ve içbükey özellik kazanması yüksekli ile birlikte artış göstermemektedir. Bilakis, Kum Çukuru (2317 m) ve Kar Çukuru 1 (2416 m) gibi iyi gelişmiş, büyük ve iyi kapalılık gösteren sirklerin sahadaki en alçak kotlarda gelişen sirkler içinde yer aldıkları görülmektedir. Bu sirklerin bulunduğu konuma bakıldığında, buzul vadisi başında yer aldıkları görülmektedir. Yine, benzer boyut ve gelişmişlikte olan Sayacak 6 ve Muslu 6 sirklerinin de 2600 m



Şekil 9: Dedegöl Dağında sirklerin 100 m yükselti aralığına göre histogramı.
Figure 9: Histogram of glacial cirques in 100 m elevation range on Mount Dedegöl.



Şekil 10: Sirklerin bakı ve yükseltilerine göre dağılımı.
Figure 10: Distribution of glacial cirque on the basis of aspect and altitude.

seviyelerinde bulunduğu ve buzul vadisi başlangıç noktalarını oluşturdukları görülmektedir. Buna karşın, Sayacak 15 Sirk 2678 m yükseltide (taban yükseltisi) ve kuzeye bakan yüksek eğimli bir yamaçta gelişmiş bağımsız/izole sirklerdir. Bu sirk bulduğu yamaçta yarını oluşturabilecek belirgin bir akarsu çığı veya vadi bulunmamaktadır. Uygun yükselti ve bakı koşullarına rağmen, oluşmaya yeni başlamış bir sirk görüntüsü vermekte ve 4. gelişim aşamasında bulunmaktadır. İyi gelişim gösteren sirklerin buzul vadisi başlarında, başka bir deyişle yarılmanın daha fazla olduğu yerlerde bulunması, buzul öncesi topografyanın aynı yükseltide bulunan sirklerin gelişiminde yönlendirici olduğunu işaret etmektedir. Sonuç olarak, büyük ve iyi gelişmiş sirklerin en yüksekte yer alan sirkler olmadıkları, bunların daha ziyade buzul vadisi başında yer alan birleşik sirkler olduğu görülmektedir.

4.2. Boyutlar

Glasiyal sirkler, zaman içinde buzul akışının etkili bir şekilde gerçekleşmesini sağlayacak bir forma doğru evrilirler ve bir alanda iyi gelişmiş sirkler buldukları coğrafi bölgeye bakılmaksızın, benzer şekil ve boyutta olma eğilimindedirler. Sirklerin boyutlarındaki farklılıklar, konum, topografya, iklim, jeolojik yapı, litoloji ve tektonik gibi lokal faktörlere bağlı olarak meydana gelmektedir (Simoni, 2011). Derbyshire ve Evans (1976) tarafından, Dünyanın farklı bölgelerinde yer alan sirklerin araştırılması ve edilen sonuçların karşılaştırılmasında; ortalama bir sirk yaklaşık 700 m uzunluğa, 250 m genişliğe ve 0,4 km² alana sahip olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Dedegöl Dağında sirk boyutları yukarıda belirtilen kriterler çerçevesinde incelenmiştir. Çoğu sirk, genel hatları ile ortalama sirk boyutları civarında bir değere sahip olduğu görülmektedir. Sahadaki sirklerin ortalama uzunluğu 600 m, genişliği ise 534 m bulunmuştur. Sayacak alanında yer alan sirklerin diğer alanlara oranla daha az uzunluğa sahip olduğu görülmektedir. Bu alanda

yer alan 15 sirk ortalama uzunlukları 454 m olup, sirklerden 4 tanesi 700 m uzunluğa ulaşmakta ve geçmektedir. Aktif tektoniğe bağlı olarak kuzey-güney yönünde uzanan fay basamaklarının sirklerin boyutları üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir. Sirklerin en uzun olduğu buzullaşma alanı ise Kar Çukuru olmuştur. Burada sirklerin ortalama uzunluğu 835 m olarak ölçülmüştür. Diğer alanlarda ise uzunluk 700 m civarında değişmektedir. Sirklerin genişliği ise bütün alanlar için 400 m'nin üzerindedir. Genişliğin en az olduğu alan uzunlukta olduğu gibi Sayacak alanı olmuştur. Kisbe Dere alanında Kum Çukuru Sirk 1032 m genişlikle sahadaki en geniş sirklerdir. Bu değerler ortaya çıkmasında birleşik sirk olmasının etkisi vardır. Sahada genişliği uzunluğundan daha fazla olan sirklerin genellikle birleşik sirk olduğu görülmüştür.

Pek çok sirkte yapılan gözlemlerde, uzunluğa bağlı gelişimin genişlik ve derinlikten daha fazla olduğu ve buna bağlı olarak sirk boyutlarının büyüdüğü ortaya konmuştur. Bundan dolayı iyi gelişmiş sirklerin büyük boyutları ve alanları, sirk duvarının gerilemesine bağlı olarak ortaya çıkar. Örneğin İspanyol Pirenesinde yapılan sirk morfolojisi çalışmasında yükselti ile uzunluk (özellikle uzunluk/genişlik oranı) ve aşırı oyulma arasında doğru orantı olduğu ortaya konmuştur (Garcia-Ruiz vd., 2000).

Sahadaki sirklerin uzunluk/genişlik oranları incelendiğinde uzunluğun genişliğe oranla biraz daha fazla olduğu görülmüştür. Ortalama uzunluk/genişlik oran 1,1'dir. Sirklerin %63'ünde (19 sirk) uzunluk genişlikten daha fazla bulunmuştur. Genişlik/uzunluk oranı ise 0,9 olup, bu oran en fazla 1,4 ile Kisbe Dere Alanındaki Kum Çukuru Sirkinde ve 1,31 oran ile Sayacak Alanında yer alan Sirk 6 elde edilmiştir. Genişlik/uzunluk oranının fazla olmasında, her iki sirk de buzul vadisinin başlangıç noktalarını oluşturmaları, dolayısıyla buzul vadilerine açılmalarının etkili olabileceğini düşündürmektedir.

Tablo 6: Dedegöl Dağındaki sirklerin boyutları.
Table 6: Sizes of the glacial cirques on Mount Dedegöl.

	Sayacak Alanı (15 Sirk)	Karagöl Alanı (4 Sirk)	Muslu Alanı (7 Sirk)	Kar Çukuru Alanı (2 Sirk)	Kisbe Dere Alanı (1 Sirk)	Elma Dere Alanı (1 Sirk)	Dedegöl Dağı Genel (30 Sirk)
Ortalama Uzunluk (L) (m)	454	646	776	835	714	801	600
Ortalama Genişlik (W) (m)	404	536	596	679	1032	556	534
Ortalama Genişlik/Uzunluk Oranı	0,9	0,8	0,9	0,8	1,4	0,6	0,9
Ortalama Uzunluk/ Genişlik Oranı	1,1	1,2	1,1	1,2	0,6	1,4	1,1
Ortalama Sirk Alanı (km ²)	0,15	0,27	0,43	0,52	0,59	0,30	0,27
Dairesellik indeksi	0,79	0,78	0,72	0,78	0,76	0,77	0,76

Sirklerin yüzey alan hesaplanmasında, 30 sirk ortalamasının 0,27 km² olduğu görülmüştür. Bu rakamın ortalama değerlerin biraz altında kaldığı anlaşılmaktadır. Ancak sahada büyük alana sahip sirkler de mevcuttur. Kar Çukuru 1 (0,829 km²), Muslu 6 (0,807 km²), Kum Çukuru (0,590 km²) ve Sayacak 6 (0,486 km²) Sirkleri en geniş alana sahip sirklerin başında gelmektedirler.

Dairesellik indeksi, glasiyal sirklerin şekillerini karakterize ederler ve pek çok sirk çalışmasında bu indeks değerinin 0.6–0.8 arasında olduğu görülmüştür. 1'e yakın değerler yuvarlak, dairesel izohiplerle karakterize olurlar. Sahadaki sirklerin dairesellik oranı 0.58-0.93 arasında olup, 30 sirk ortalaması 0,76 bulunmuştur. Dairesellik indeksi 0.8 geçen 13 sirk mevcuttur. 0.6 altında bulunan iki sirk ise 0.58 ve 0.59 indeks değerlerine sahiptirler.

Dedegöl Dağı'nın yüksek kesimlerinin bütünüyle masif kireçtaşlarından oluşması, karstik süreçlerle oluşan buzul öncesi karstik depresyonların sirk gelişimi için uygun şartlar sağladığı değerlendirilmektedir. Bazı sirklerin (Kar Çukuru 2 ve Karagöl 4 Sirkleri) eşik seviyesinden 70-80 m derinliğe sahip olması tek başına buzul aşındırması ile açıklamak güçtür. Bu tür sirklerin geçmişte nispeten derin paleo-karstik depresyonlarda gelişmiş sirkler olduğu, günümüzde ise karstik gelişimin devam etmesine bağlı olarak sirk tabanlarının derinleşmeye devam ettiği düşünülmektedir (Çılgin, 2012).

Kireçtaşları üzerinde gelişen sirkler ofiolitlerde gelişenlere oranla daha derin, daha uzun ve kapalı şekillere sahip olmaktadır (Hughes vd., 2007). Dedegöl Dağında sirklerin uzunluk ve kapalılıkları iyi derecede gelişmesine karşın, bütün sirklerin derin olduğunu söylemek güçtür. Bu tür sirklerin, buzullaşma öncesi dönemde, buzulların yerleşebileceği yarıma ve oyuklar açısından nispeten daha az elverişli yerlerde oluşmasının etkili olduğu değerlendirilmiştir.

4.3. Eğim

Glasiyal sirkler için, ortalama eğimin 12°-45° (ideal eğim değeri 20°-30° arası); sirk tabanının <20° ve sirk duvarının >33°

olması gerektiği ileri sürülmüştür (Derbyshire ve Evans 1976; Evans, 2006; Evans ve Cox, 1974, 1995; Simoni, 2011). Sirk ortalama eğim değerinin 45° üstünde ve 12° altında bulunması buzulun rotasyonel akışı için uygun koşulları sağlamadığından glasiyal sirk olduğuna şüpheli ile bakılır (Derbyshire ve Evans 1976). Alandaki sirkler, ileri sürülen eğim kriterleri çerçevesinde incelenmiş ve eğim değerleri sınırlar içinde bulunmuştur. Sayıca daha fazla sirke sahip Sayacak, Karagöl ve Muslu alanlarında ortalama sirk taban eğimlerinin neredeyse aynı olduğu görülmüştür (sırasıyla 13°, 14° ve 14°). Bu değer Kar Çukuru alanında 6° ile en düşük; Kisbe Dere Alanında 17° ile en yüksek değere ulaşmıştır. Ortalama sirk duvarı eğimi ile ortalama sirk eğimi Kar Çukuru ve Muslu alanlarında en düşük seviyelerde yer almaktadır.

Tabakaların dalış doğrultuları sirklerin eğimi dolayısıyla gelişimi üzerinde etkili olmuştur. Tabaka doğrultusu genel eğim doğrultusu ile paralel olduğu durumlarda sirk tabanı da buna uymakta ve taban eğimleri genellikle daha az olmaktadır (Haynes, 1968). Sayacak Alanında tabakaların dalış doğrultuları ile çoğu sirk yer aldığı yamaç eğimi arasında benzer durumun mevcudiyeti sirk tabanındaki eğim ve derine kazınma süreçlerini olumsuz etkilemiştir. Buna karşın Muslu alanında tabakalar buzul ilerleme yönüne göre ters doğrultuda bulunmaktadır. Bundan dolayı, bu alanda hem sirkler daha iyi gelişmiş, hem de buzulların ilerlediği yönde çok sayıda hörgüç kaya meydana gelmiştir.

4.4. Bakı

Dedegöl Dağında yer alan sirklerin bakı özellikleri incelendiğinde, büyük bölümünün güneş radyasyonundan daha az etkilenen yönlerde geliştiği, dolayısı ile bakının belirleyici role sahip olduğu anlaşılmaktadır. Sirklerin daha çok kuzey, kuzeydoğu ve kuzeybatı yönlerde gelişmiş olduğu görülür. Bu yönlerde toplam 22 adet sirk mevcut olup sahadaki sirklerin yaklaşık dörtte üçünü (%73,3) oluştururlar. Sirklerin geliştiği ikinci önemli yön ise doğudur. Bu yönde 4 sirk mevcuttur. Sahada sirklerin görüldüğü başka bir yön ise güneydoğu olup, bu

Tablo 7: Dedegöl Dağındaki sirklerin eğim değerleri.
Table 7: Slope values of the glacial cirques on Mount Dedegöl.

	Sayacak Alanı (15 Sirk)	Karagöl Alanı (4 Sirk)	Muslu Alanı (7 Sirk)	Kar Çukuru Alanı (2 Sirk)	Kisbe Dere Alanı (1 Sirk)	Elma Dere Alanı (1 Sirk)	Dedegöl Dağı Genel (30 Sirk)
Ortalama Sirk Tabanı Eğimi (°)	13	14	14	6	17	15	13
Ortalama Sirk Duvarı Eğimi (°)	45	40	35	39	42	46	41
Ortalama Sirk Eğimi (°)	30	27	23	22	34	34	28

Tablo 8: Dedegöl Dağı'ndaki sirklerin geliştikleri yönler.
Table 8: Aspects of the glacial cirques on Mount Dedegöl.

Yön	K	KD	D	GD	G	GB	B	KB
Azimet Açısı	337.5°-22.5°	22.5°-67.5°	67.5°-112.5°	112.5°-157.5°	157.5°-202.5°	202.5°-247.5°	247.5°-292.5°	292.5°-337.5°
Sirk Sayısı	6	8	4	2	0	0	2	8
Sirk %	20	26,6	13,3	6,6	0	0	6,6	26,6

yönde 2 sirk gelişimi olmuştur. Güney ve güneybatı yönlerde sirk gelişimi olmamıştır.

Sirklerin güneş radyasyonundan az etkilenen yönlerde gelişmesine karşın çalışma alanında kuzeybatıya bakan sirklerin, kuzeye bakan sirklerden sayıca daha fazla olması, alanın buzullaşma öncesi dönemden kalan özellikleri ilgilidir. Eski akarsu vadilerinin geliştiği yönler bu durum üzerinde etkili olmakla birlikte, özellikle Sayacak Dere vadisindeki asimetrik özellik sirklerin gelişim yönlerinde belirleyici olmuştur. Bu vadinin, akış yönüne (kuzeye) göre doğusunda kalan sırtlar, sahanın en yüksek tepelerini oluştururlar (örn. Dedegöl Tepe, 2992 m). Buna karşın, vadinin diğer yamacındaki sırtlar 2300-2400 m yükselti aralığında bulunmakta ve sahadaki Pleyistosen kalıcı kar sınırının (2230 m) biraz üzerinde uzanmaktadır. Bundan dolayı, vadinin batıda kalan kesiminde sirk gelişimi için yeterli yükselti şartları oluşmadığından sirkler de oluşmamıştır.

Sirklerin büyük boyutlu olmasında ve iyi gelişmesinde baki etkisi sınırlı olmuştur. Sahada yer alan ve büyük boyutlara ulaşan Kar Çukuru 1 ve Muslu 6 sirkleri sırasıyla (KB) ve (GD) yönlerde gelişmiştir ve daha önce de belirtildiği gibi buzul vadilerinin başlangıç noktalarını oluşturmaktadırlar.

4.5. Dedegöl Dağındaki Sirklerin Sınıflandırılması

Sirkler konum, şekil ve gelişim aşamaları çerçevesinde sınıflamaya tabi tutulmuştur. Sirklerin buzul vadisi ile olan konumları incelendiğinde, sahada, 6 sirkli buzul vadisi başlangıç noktalarını oluşturduğu görülür. Sahada yer alan 6 buzullaşma alanının da başlangıç yerlerine gelen bu sirkler Sayacak 6, Kum Çukuru, Elma Dere, Karagöl 1, Muslu 6 ve Kar Çukuru 1 sirkleridir. Sayacak 15, Karagöl 4 ve Kum Çukuru sirkleri buzul vadisi ile doğrudan bağlantısı olmayan bağımsız veya izole sirkleri oluşturmaktadır. Sahada yer alan diğer 21 sirk ise buzul vadisi yamaçlarına denk gelen konumlarda bulunmaktadırlar.

Sirklerin şekilsel özellikleri incelendiğinde; 10 tane basit sirk (simple cirque), 3 tane sirk teknesi (cirque troughs), 8 tane

birleşik sirk (compounded cirque) ve 9 tane basamaklı sirk formuna sahip oldukları görülmüştür. Basamaklı sirklerin Sayacak Alanında daha fazla bulunduğu tespit edilmiştir. Alanda bulunan fay basamaklarının bu durum üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir.

Sirkler, eğim değerleri, derine kazılmış tabanları, sirkli çevreleyen çok iyi gelişmiş kavisli duvarları ve sirkli kapalılık özellikleri dikkate alınarak klasik, iyi gelişmiş, belirgin, az gelişmiş ve marjinal olmak üzere beş sınıflamada değerlendirilmiştir.

Çalışma sahasında klasik sirk bulunmamaktadır. İyi gelişmiş sirklerden sirk tabanında göl bulunması ile ayrılan bu sirklerin mevcut olmamasının nedeni sahada aktif olan karstik süreçlerdir. Sirklerin tamamı Dipoyraz Formasyonu olarak tanımlanan tamamen masif kireçtaşlarından oluşan bir litoloji üzerinde gelişmiştir. Sahada 11 sirkli tabanında derine kazılma ve ters eğimler mevcuttur. Ancak bu sirk tabanlarının çoğunda su batanlar (düdenler) bulunmakta ve sirk çanağındaki suları yer altına drene ederek göl oluşumunu engellemektedir.

İyi gelişmiş sirkler, tabanda ters eğim değerlerine, derine kazılmış tabanlara, sirkli çevreleyen çok iyi gelişmiş kavisli duvarlara ve kapalılığa sahip olan sirklerin dahil edildiği grup olmuştur. Sahada bu özelliklere sahip sirklerin oranı % 36,6'dır (11 sirk). Sayacak, Muslu, Kar Çukuru ve Karagöl ve Kisbe Dere alanlarında yer alan bu sirkler farklı yükselti aralığında ve yönlerde bulunsalar da, ağırlıklı olarak kuzeydoğu, kuzeybatı ve kuzey yönlerde gelişmişlerdir.

Belirgin sirk sınıflaması yapılırken, sirk tabanı veya sirk duvarı özelliklerinden birinin zayıf olduğu sirkler bu sınıflamaya dahil edilmiştir. Özellikle tabanında aşırı kazılma ve ters eğimler bulunmayan, sirk taban eğimlerinin yüksek olduğu sirkler bu sınıflama içinde ele alınmıştır. Sahada en fazla görülen bu gelişim aşamasında 13 sirk mevcut olup % 43,3'lük bir bölümü oluşturmaktadır. Muslu ve Karagöl Alanlarında sirklerin yarısından fazlası, Sayacak alanında ise üçte biri bu sınıflama içinde yer almaktadır.

Tablo 9: Dedegöl Dağı'ndaki sirklerin sınıflandırılması
Table 9: Glacial cirque classification on Mount Dedegöl.

Buzullaşma Alanı	Sirk Adı	Sınıflama Kriterleri							Gelişim Aşaması	Yön
		Buzul vadisi ile olan konuma göre			Şekillerine Göre					
		Vadi başı sirkleri	Vadi yamacı sirkleri	izole veya Bağımsız Sirkler	Basit Sirk (Simple Cirque)	Sirk Tekneleri (Cirque Troughs)	Birleşik Sirkler (compound cirque)	Basamaklı Sirkler (staircase cirques)		
Sayacak	Sayacak 1		*		*				2	KD
	Sayacak 2		*					*	2	K
	Sayacak 3		*					*	3	KD
	Sayacak 4		*		*				2	KD
	Sayacak 5		*		*				4	KD
	Sayacak 6	*				*			2	KB
	Sayacak 7		*				*		3	KB
	Sayacak 8		*					*	3	KB
	Sayacak 9		*					*	2	KB
	Sayacak 10		*					*	3	KB
	Sayacak 11		*					*	4	KB
	Sayacak 12		*					*	3	K
	Sayacak 13		*			*			5	B
	Sayacak 14		*			*			4	KB
	Sayacak 15				*	*			4	K
Karagöl	Karagöl 1	*				*			3	KD
	Karagöl 2		*				*		3	KD
	Karagöl 3		*				*		3	D
	Karagöl 4			*	*				2	D
Muslu	Muslu 1		*		*				3	K
	Muslu 2		*				*		2	KD
	Muslu 3		*		*				3	K
	Muslu 4		*				*		4	D
	Muslu 5		*						3	D
	Muslu 6	*			*		*		2	GD
	Muslu 7		*				*		3	GD
Kar Çukuru	Kar Çukuru 1	*				*			2	KB
	Kar Çukuru 2			*			*		2	B
Kisbe Dere	Kum Çukuru	*					*		2	K
Elma Dere	Elma Dere	*					*		3	KD

Az gelişmiş sirklerin sınıflamasında; sirk taban eğimlerinin sınırlar içinde olup olmaması ile sirk duvarlarının kavisli ve kapalı olma özellikleri dikkate alınarak yapılmıştır. Bu sirk grubunda bu özelliklerden biri veya ikisi genelde zayıf, az gelişmiş ve bazen şüphe edilecek bir durum arz eder. Ancak, bazı durumlarda sirk duvarının kavisli olması ve kapalılık göstermesi bunların glasiyal sirk olduğunu destekler. Sahada bu gruba dahil edilen beş sirk mevcut olup, üçü Sayacak alanında yer almaktadır.

Varlığı ve orijini şüpheli olarak ifade edilen marjinal sirklerden sahada sadece bir tane (Sayacak 13) bulunmaktadır. Sirk tabanının derine kazılması, sirk duvarlarının kapalılık ve

kavislenme özellikleri zayıftır. Ancak, taban eğiminin sınırlar içinde yer alması sirk glasiyal orijinli olduğunu düşündürmektedir.

Bir sirk, buzul aşınım süreçlerine bağlı olarak on bin yıllardan yüz bin yıllara varan bir zaman diliminde oluşur. Bu nedenle sirk oluşumunu direkt gözlemek olanaklı değildir. Ancak sirklerin genellikle mevcut topografyada flüvyal, karstik, volkanik ve heyelan etken ve süreçleri tarafından oluşturulmuş oyukların buzullarla işgal edilmesi ile başladığı varsayılmaktadır. Aşınımına bağlı olarak ortadan kaldırılan ana kayanın yeri doldurulamayacağından sirkler zaman geçtikçe büyürler (Evans, 2006). Brook vd. (2006) sirklerin uzamasının ve derinleşmesinin

genişlemeye oranla daha hızlı gerçekleştiğini ve iyi gelişmiş bir sirk şekline 600 bin yıl kadar bir süre geçtikten sonra ulaşıldığını belirtmişlerdir. Dedegöl dağındaki sirklerin gelişim aşamaları göz önüne alındığında, sirklerin %80'nin (24 sirk) 2. ve 3. gelişim aşamasında buldukları görülmektedir. Bu durum, 2. Gelişim aşamasında bulunan iyi gelişmiş sirkler için en azından yüz bin yılları bulan bir buzul aşınım döngüsüne ihtiyaç duyulduğunu göstermektedir.

5. SONUÇ

Dedegöl Dağı'nda farklı özelliğe sahip 30 glasiyal sirk tespit edilmiştir. Sirkler, Sayacak, Kisbe Dere, Elma Dere, Karagöl, Muslu ve Kar Çukur olmak üzere altı alt buzullaşma alanında gelişim göstermişlerdir. Sirkler temelde buzul öncesi topografya, yükselti ve bakı etkisine, kısmen de lokal tektonik ve jeolojik yapıya bağlı olarak gelişmiş ve farklı özellik kazanmışlardır.

K, KD ve KB yönler, güneş radyasyonuna daha az maruz kalan yönler olduğundan sirk gelişimi için uygun koşulları temin etmiştir ve sahadaki sirklerin dörtte üçüne yakın bölümü (73,3) bu yönlerde gelişmiştir. GD ve B yönlerinde ikişer sirk gelişimi olmuştur. Bu sirklerin gelişimi, yerel topografik koşullar, sırtların uzanış doğrultusu ve preglasiyal vadiler tarafından denetlenmiştir. G ve GB yönlerde sirk oluşumu için uygun koşullar oluşmamıştır.

Sirk tabanı dikkate alındığında, sirklerin ortalama yükseltisi 2543 m bulunmuştur. Kuzeye bakan yamaçlarda sirkler daha düşük kotlarda gelişme imkanı bulmuşlardır. 2400 m altında bulunan 4 sirk tamami kuzeye bakan yönde gelişmiştir. GD ve B yönlerde bulunan sirkler ise nispeten daha yüksek kotlarda gelişmişlerdir.

Yapılan morfometrik ölçümler neticesinde, çoğu sirk, genel hatları ile ortalama sirk boyutları civarında bir değere sahip olduğu görülmüştür. Sahadaki sirklerin ortalama uzunluğu 600 m, genişliği ise 534 m bulunmuştur. 19 sirkte uzunluğunun genişliğinden daha fazla olduğu, 9 sirkte ise genişliğin uzunluktan

fazla olduğu bulunmuştur. 2 sirk uzunluk/genişlik oranının aynı olduğu tespit edilmiştir. Sirkler alansal olarak ortalama 0,27 km² alana sahiptirler ve ideal sirk boyutunun biraz altında bulunmaktadırlar. Sahadaki sirklerin dairesellik oranı 0,76 bulunmuştur ve 0,8'i geçen 13 sirk mevcuttur. Dairesellik indeksi sirkler için öngörülen üst sınır değerlerine yakındır (0,8). Bu da sirklerin büyük ölçüde dairesel bir şekle yakın olduğunu göstermektedir. Sahada bulunan sirklerin ortalama eğim değeri 28°, sirk tabanı eğimi 13°, sirk duvarı eğimi 42° bulunmuştur. Mevcut değerler, sirk için belirlenen eğim değerleri içinde yer almaktadırlar.

Sirklerin buldukları konum dikkate alındığında, 6 sirk buzul vadisinin başlangıç noktasında, 21 tanesinin buzul vadisi yamaçlarında ve 3 tanesinin ise vadilerden bağımsız bir lokasyonda geliştiği görülmüştür. Şekilsel özelliklerine göre ele alındığında ise; 10 tane basit sirk (simple cirque), 3 tane sirk teknesi (cirque troughs), 8 tane birleşik sirk (compounded cirque) ve 9 tane basamaklı sirk (staircase cirques) formuna sahip sirk mevcut olduğu belirlenmiştir.

30 sirkten sadece 11 tanesi iyi gelişmiş, olgun sirk kategorisinde yer almaktadır. Geriye kalan 19 sirk ise ya iyi gelişmemiş ya da oluşum sürecinin başlangıç evresinde kalmıştır. Sirklerin bulunduğu yükselti ile gelişim aşamaları arasında doğru orantı bulunmamıştır. Çok iyi gelişmiş sirklerin, 2300-2400 m gibi nispeten düşük yükseltilerde de olduğu görülmüştür. Buzul öncesi topografya, bakı, yükselti ve jeolojik yapı sirklerin gelişim hızları üzerinde lokal ölçüde etkili olmuş, buzullaşmaların sahadaki ilk başladığı zamanlarda uygun lokalitede bulunan sirklerin zaman içinde pozitif geri beslemenin de etkisi ile daha hızlı gelişim göstererek günümüzdeki gelişmiş sirkleri oluşturduğu sonucuna varılmıştır.

Katkı Belirtme: Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Biriminin 4492 nolu projesi ile desteklenmiştir. Bu çalışma süresince desteği esirgemeyen Dr. Öğr. Üyesi Ergin CANPOLAT'a teşekkürü borç biliriz.

KAYNAKLAR

Alonso, V. (1993). Análisis de circo glaciares en las cabeceras de los rios Narcea, Ibia y Sil. Cordillera Cantabrica. *Cuatenario y Geomorfología*, 88(1-2), 109-121.

ArDOS, M. (1977a). Barla Dağı civarının jeomorfolojisi ve Barla Dağı'nda pleistosen glasyasyonu. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 20-21, 151-168.

ArDOS, M. (1977b). Eğirdir Gölü güneyinin jeomorfolojisi ve Davras pleistosen buzullaşması. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 22, 99-118.

Bayrakdar, C. (2012). *Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) karstlaşma buzul ilişkisinin jeomorfolojik analizi*. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

- 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, 56–71.
- Bayrakdar C., Çılğın Z. & Sarış, F. (2017). Karadag'da Pleyistosen buzullaşmalarını, Batı Toroslar, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60, 451–469.
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and glaciations*. London, UK: Arnold.
- Bennet, M., & Glasser, N. (2009). *Glacial geology, ice sheets and landforms*. England, UK: Wiley-Blackwell.
- Brook, G. A., Kirkbride, M. P., Brock, B. W. (2006). Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 31(9):1167–1175.
- Çılğın, Z. (2012). *Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) buzul jeomorfolojisi etüdü*. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Çılğın, Z. (2015). Dedegöl Dağı kuvaterner buzullaşmaları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 64, 19–37.
- Çiner, A., Deynoux, M., & Çörekçioğlu, E. (1999). Hummocky moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 659–669.
- Çiner, A. (2003a). Türkiye'nin güncel buzulları ve geç kuvaterner buzul çökelleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 46(1), 55–78.
- Çiner, A. (2003b). Geyikdağ'da (Orta Toroslar) geç kuvaterner buzullaşmasına ait morenlerin sedimanter fasiyes analizi ve ortamsal yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 46(1), 35–54.
- Davis, P. (1999). Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the northeastern United States. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, n° 1, 1999, p. 25–45.
- Delannoy, J. J., & Maire, R. (1983). Le Massif de Dedegöl Dağ (Taurus Occidental, Turquie). *Recherches de geomorphologie glaciaire et karstique. Bulletin Association Geographe Français*, 491, 43–53.
- Derbyshire, E. & Evans, I. S. (1976). The climatic factor in cirque variation. In E. Derbyshire (Ed), *Geomorphology and Climate* (pp. 447–494). New York and London: J. Wiley and Sons.
- Doğu, A. F. (1993). Sandıras dağındaki buzul şekilleri. *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 2, 263–274.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. & Tunçel, H. (1999a). Akdağ'ın jeomorfolojisi ve bunun beşeri faaliyetler üzerindeki etkisi (Fethiye-Muğla). *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 7, 95–120.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. & Tunçel, H. (1999b). Akdağ (Fethiye-Muğla)'nın glasyal ve karst jeomorfolojisi. *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi bildiri özleri kitabı* içinde (s. 63–64). Ankara: Maden Tetkik ve Araştırma Enstitüsü.
- Dumont, J. F. & Monod, O. (1976). Dipoyraz Dağ Masifinin Triyasik Karbonatlı Serisi (Batı Toroslar, Türkiye). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 87, 26–38.
- Erinç, S. (1971). *Jeomorfoloji II* (2.bs). İstanbul: İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları.
- Evans, I. S., & Cox, N. (1974). Geomorphometry and operational definition of cirques. *Area*, 6(2), 150–153.
- Evans, I. S., & Cox, N. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake district, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175–202.
- Evans, I. S. (1997). Process and form in the erosion of glaciated mountains. In D.R. Stoddart (Ed.), *Process and form in geomorphology* (pp. 145–174). London, UK: Routledge.
- Evans, I. S. (2006). Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80(3–4), 245–266.
- Garcia-Ruiz, J. M., Gomez-Villar, A., Ortigosa, L., Marti-Bono, C., (2000). Morphometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* 82(4): 433–442.
- Haynes, V. (1968). The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*, 50(4), 221–234.
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., & Woodward, J. C. (2007). Geological controls on Pleistocene glaci-ation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88(3), 242–253.
- Köse, O. (2017). *Late quaternary glaciations and cosmogenic ³⁶Cl geochronology of mount Dedegöl*. (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Lowey, G. W. (1999). Glaciation, gravel and gold in the Fifty Mile Creek area, west-central Yukon. In ID. S. Emond & L. H. Weston ((Eds.), *Yukon exploration and geology* (pp. 199–209). Canada: Vancouver.
- Marinescu, E. (2007). The morphometry of the glacial cirques within The Gilort Basin. University of Craiova Series: *Geography*, Vol.10, 5-12.
- Messeri, B. (1967). Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung in Mittelmeerraum.. *Geographica Helvetica*, 22, 105–228.
- Mîndrescu, M., Evans, I. S., & Cox, N. J. (2010). Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: PalaeowindP directions during glacial periods. *Journal of Quaternary Science*, 25(6), 875–888.
- Olyphant, G. A. (1981). Allometry and cirque evolution. *Geological Society of America Bulletin Part I*, 92, 679–685.
- Özgül, N. (1976). Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19(1), 65–67.
- Planhol, X. de. (1953). Les formes glaciaires du Sandıras Dağ et la limite des neiges éternelles quaternaires dans le SO de l'Anatolie. *Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France*, s. 63–265.
- Reber, R., Akcar, N., Yesilyurt, S., Yavuz, V., Tikhomirov, D., Kubik, P. W., Schluchter, C. (2014). Glacier advances in northeastern Turkey before and during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 101, 177–192.

- 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(7–8), 769–780.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., & Zreda, M. (2011). Quaternary Glaciations of Turkey. In J. G. Ehlers (Ed.), *Quaternary glaciations-extent and chronology* (pppp. 393–403). New York, NY: Elsevier.
- Sarıkaya, M. (2011). Türkiye'nin güncel buzulları. D. Ekinci (Ed.), *Fiziki coğrafya araştırmaları: Sistemik ve bölgesel içinde* (s. 527–544). İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları.
- Selçuk Biricik, A. (1982). *Beyşehir Gölü havzasının strüktürel ve jeomorfolojik etüdü*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları.
- Steffanova, P., & Mentlik, P. (2007). Comparison of morphometric characteristic of cirques in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta*, 13(3), 191–204.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Bilgin, Z., ... Özgül, N. (1996). Isparta büklümü doğusunda, otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 118, 111–160.
- Şenel, M. (1997). *1:100000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları No.15 Isparta-J12 paftası*. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Simoni, S. (2011). Typological and morphometric characteristics of the glacial cirques in Doamnei River basin (făgăraş massif). *Forum Geografic*, 10(1), 35–49.
- Trenhaile, A. S. (1976). Cirque morphometry in the Canadian cordillera. *Annals of the Association of American Geographers*, 66(3), 451–462.
- Turoğlu, H. (2011). *Buzullar ve buzul jeomorfolojisi*. İstanbul: Çantay Kitabevi.
- Yağmurlu, F. & Şentürk, M. (2005). *Güneybatı Anadolu'nun güncel tektonik yapısı*. Türkiye'sü Kuvaterner V. Sempozyumu'nda sunulan bildiri, İstanbul.
- Zahno, C., Akcar, N., Yavuz, V., Kubik, P. W., & Schluchter, C. (2009). Surface exposure dating of Late Pleistoceneglaciations at the Dedegol Mountains (Lake Beyşehir, SW Turkey). *Journal of Quaternary Science*, 24, 1016–1028.



DOI: 10.26650/JGEOG408101

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>


Havza Morfometrik Özelliklerinin Taşkın Üretmedeki Rolü Biga Çayı Havzası Örneği

The Role of Basin Morphometric Features in Flood Output: A Case Study of the Biga River Basin

Mustafa UTLU¹, Hasan ÖZDEMİR²

¹Bingöl Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Bingöl, Türkiye

²İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul, Türkiye

ÖZ

Bu çalışmanın amacı, Biga Çayı havzasında meydana gelen uzun süreli taşkın olaylarının nedenlerinin havza ve alt havza morfometrisi bakımından araştırılmasıdır. Bu kapsamda Biga Çayı havzası alt havzalara ayrılarak, alt havzaların morfometrik özellikleri belirlenmiş ve bu özelliklere bağlı taşkın üretme potansiyelleri incelenmiştir. Ana akarsu kolu üzerinde oluşan tarihsel taşkınların meydana gelmesinde alt havzaların çizgisel (bir boyutlu), alansal (iki boyutlu) ve relief (üç boyutlu) morfometrik özellikleri dikkate alınarak kendi aralarında taşkın etki düzeyleri ve potansiyelleri ortaya konmuştur. Bu morfometrik parametrelerin incelenmesinde ve kantitatif yönden değerlendirilmesinde 1:25000 ölçekli topografya haritalarından üretilmiş 10 m çözünürlüğe sahip SYM (Sayısal Yükselti Modeli), temel altlık veri olarak kullanılmıştır. Akarsu ağlarının üretilmesi ve ağ analizleri için D8 akış ve Strahler yöntemleri kullanılmıştır. Biga Çayı alt havzalarında elde edilen havza morfometrik değerleri kendi içinde sınıflandırılarak alt havzaların ana akarsu kolu üzerindeki taşkın üretme potansiyelleri ortaya konmuştur. Buna göre, havza morfometrisi açısından değerlendirilen Biga Çayı havzasında, Biga alt havzası ana kol üzerinde taşkın üretme bakımından en fazla etkiye sahip alt havza olarak tespit edilmiştir.

Anahtar kelimeler: Havza morfometrisi, coğrafi bilgi sistemleri, Biga Çayı Havzası

ABSTRACT

This study aims to investigate the causes behind the constant flooding in the Biga River basin. It aims to determine if the river sub-basins's morphometric features was the reason behind the floods. Historical data from previous floodings were used to create the linear (one-dimensional), areal (two-dimensional), and relief (three-dimensional) morphometric properties of the sub-basins. These parameters were then evaluated quantitatively and a Digital Elevation Model (DEM) with 10 m resolution produced from 1:25000 scale topography maps as the base data. The D8 flow and Strahler methods were also used as part of this study. The values obtained from the sub-basins of the Biga River were then weight and the potential to generate floods on the main stream of the sub-basins were evaluated. Our final conclusion indicates that the Biga sub-basin has indeed a major effect on flooding of the main channel of the Biga River.

Keywords: Basin morphometry, digital elevation models, Biga River basin

Geliş tarihi/Received: 20.03.2018 • **Kabul tarihi/Accepted:** 22.05.2018 • **Online yayın tarihi/Online published:** 10.06.2018

Sorumlu yazar/Corresponding author: Mustafa UTLU / utlumus@gmail.com

Atıf/Citation: Utlu, M., Özdemir, H. (2018). Havza morfometrik özelliklerinin taşkın üretmedeki rolü Biga Çayı havzası örneği. *Coğrafya Dergisi*, 36, 49-62. <https://doi.org/10.26650/JGEOG408101>



EXTENDED ABSTRACT

Changes in the frequency and severity of precipitation, due to climate change has led to the increase the occurrence of flood disasters worldwide. Because of this flood investigation is becoming more important as it can help determine how flooding occurs and how to prevent or minimize its impact. There are many different methodology are now being used to determine how flooding occurs, one of which is the basin morphometry parameter. This is one of the more practical methods and effective methods used to predict floods.

For this study we use this methodology to study the Biga River Basin. This is one of the southern Marmara Sea basins on the Biga peninsula, and it includes Çan and Biga provinces within the borders of Çanakkale province. The basin covers about 2311 km² and there are four sub-basins included in the main branch. People of the region have been affected socially and economically by massive flooding of the Biga River, which is now a yearly occurrence. Using basin morphometry parameters, we focus on the river's sub-basins. We used the one-dimensional linear morphometry (1D: Bifurcation ratio, R_b ; stream length ratio, R_l ; texture ratio, T ; drainage texture ratio, R_t), two-dimensional areal morphometry (2D: Drainage density, D_d ; stream frequency, F_s ; form factor, R_f ; gravelius index, K_g ; elongation ratio, R_e), and three-dimensional relief morphometry (3D: Basin relief, B_h ; times of concentration, T_c ; relief ratio, R_h ; hypsometric curve, H_c ; and hypsometric integral, H_i). Using these parameters, the Biga River sub-basins were examined to determine their effects when they overflow into the main channel.

The basic subdivision used in calculation and mapping of the morphometric parameters through Geographic Information Systems. The DEM is used to determine four different basins comprising the main cove in the Biga River basin. Several steps have been taken to determine the Biga River basin and sub-basin boundaries on the DEM. They are filled DEM, flow direction, flow accumulation, extraction drainage network, pour point, and watershed creation stages. In the extraction of the drainage process from flow accumulation, a threshold is given for the smallest stream unit. The Strahler method was used to classify stream indexes. ArcGIS 10.x software and the Spatial Analysis extension tool were used to calculate the morphometric parameters, i.e., drainage network properties, basin geometry, and basin relief properties and to determine basin boundaries. The general slope characteristics of the basin vary between 0 and 54.1°. The distribution of basin relief features at different rates in the lower basins has different drainage densities and stream ratios as well as different erosion activities. The highest values of relief are in the Kocadere sub-basin, and the lowest values are in the Kocabaş sub-basin. In the regional distribution of the lower basins, the Biga sub-basin has the highest spatial distribution and is observed in the lower basin of the Kocabaş River. Basin drainage has a dendritic river apex. The rate of bifurcation varies. Fishing rate value ranges from 3.92 to 4.49, indicating that the watershed has a homogeneous structure. The drainage density of the basin is between 2.64 and 3.01, and the river density vary between 6.16 and 7.1. These ratios indicate that the infiltration surface runoff is high and that the infiltration values are low. The relief ratio shows that the surface runoff of the basin is very high, and the groundwater potential is moderate. The drainage texture of the sub-basin with the lowest value—the Kocabaş sub-basin—is 6.16, and the highest value— Kocadere sub-basin—is 7.1, which indicates coarse and very coarse textures. Kocadere, Kirazlıdere, and Biga sub-basins validate that these subwatershed are located under non-dense vegetation cover. Form factor results show that some of the basin has high and short duration peak during flood events depends on geometric character of basin. All the morphometric parameters analysis results show a good relationship of the basin geometry. According to the morphometric results of all sub-basins, the shape, linear, and relief characteristics identified in the Biga sub-basin are more susceptible to flood events than the Kocabaş, Kirazlıdere, and Kocadere sub-basins. Applying geomorphic indices to understand the flood process of sub-basins into the main channel is very useful for planning and creating mitigation strategies before flood events. To understand the flooding process, characteristics such as geomorphology, climate, and land use must be considered.

1. GİRİŞ

İnsanların maruz kaldığı en yaygın ve en çok hasar veren doğal afetlerden biri olan taşkınlar (Duong ve Gourbesville, 2016; Pachauri ve Reisinger, 2007), her geçen yıl sosyal, ekonomik problemlere ve can kayıplarına yol açmaktadır (United Nations Office for Disaster Risk Reduction, 2002). Taşkınlar genel olarak dünya topraklarının 3'te 1'inde meydana gelmektedir (Samela vd., 2016). 1995-2015 yılları arasında meydana gelen iklim ile alakalı doğal afetlerin % 56'sı taşkınlara karşılık gelmekte olup, bu zaman aralığında taşkınlardan ölen kişi sayısı 157 bin, taşkınlardan etkilenen kişi sayısı ise 2,3 milyardır (United Nations Office for Disaster Risk Reduction ve Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2015, **Şekil 1**).



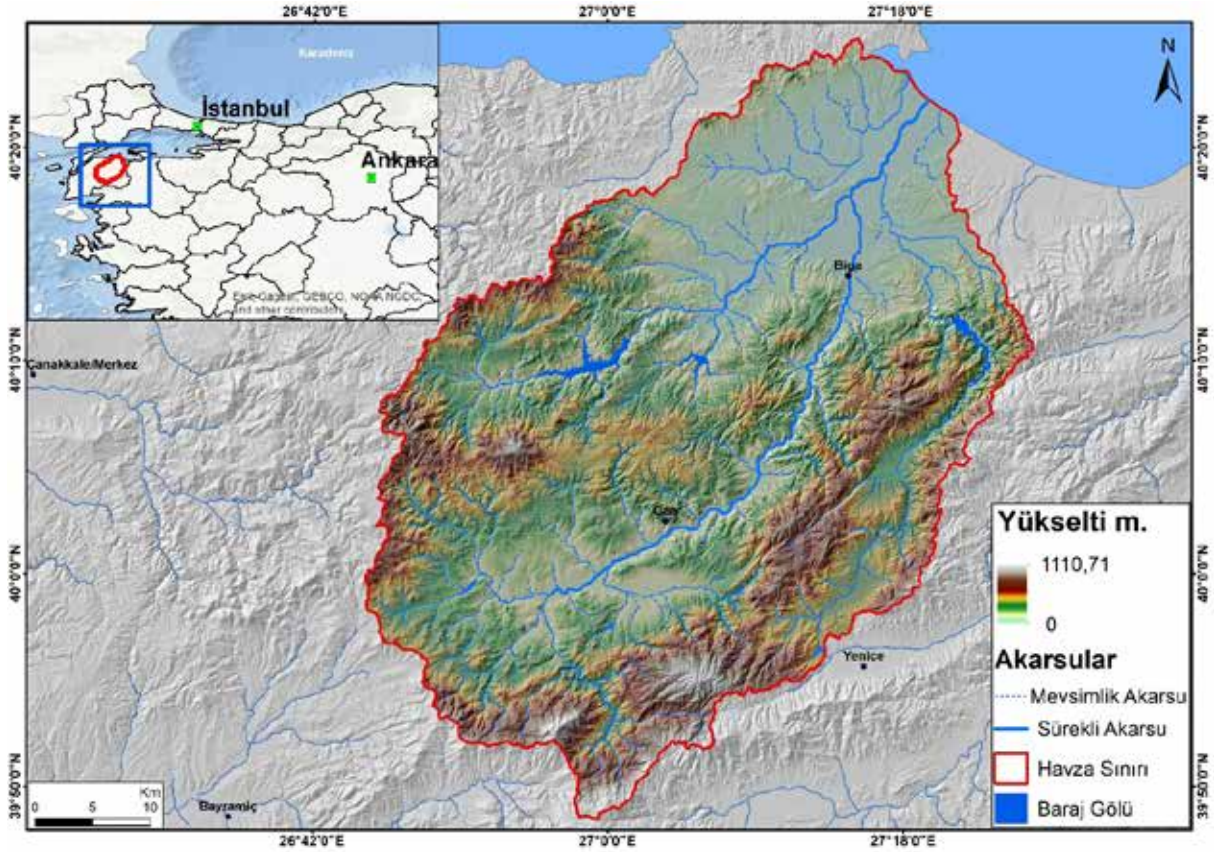
Şekil 1: 1995-2015 yılları arasında iklim kaynaklı doğal afetlerden etkilenen kişi sayısı (UNSDR ve CRED 2015'ten değiştirilerek).

Figure 1: Number of people affected by climate-induced natural disasters between 1995 and 2015 (United Nations Office for Disaster Risk Reduction ve Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2015).

EM-DAT verilerine göre, dünyada 2005-2014 yılları arasında her yıl ortalama 335 afet meydana gelmiştir. Bu afetler, 1995-2004 yılları arasında meydana gelen afetlerden %14 daha fazla iken, 1985-1994 yılları arasında meydana gelen afetlerin ise neredeyse iki katıdır. Bu artışların önümüzdeki 10 yıl içerisinde iklim değişikliğine bağlı olarak yağış özelliklerine de yansiyacak (Duong ve Gourbesville, 2016; Pachauri ve Reisinger, 2007), su dengesinde alan ve zamansal olarak meydana gelecek değişikliklerin (Türkeş ve Tatlı, 2011), yağış sıklık ve şiddetinin değişmesine (Sanders, 2007) ve dolayısıyla taşkın afetini doğrudan etkileyecek olması, gelecekte taşkın afetinin boyutlarını ve zararlarını daha da arttıracaktır (Kleinen ve Petschel-Held, 2007; Kundzewicz ve Schellnhuber, 2004, Milly, Wetherald, Dunne ve Delworth, 2002;). Şehirleşme ve hidrolojik değişkenler arasında sıkı bir bağ olduğu, artan yapılaşmaya bağlı azalan geçirimsizlik durumunun yüzeysel akışı arttırmasına rağmen (Alaghmand vd., 2010; Ouma ve Tateishi, 2014) taşkın ovaları ve taşkın yataklarının yerleşime açılmaya devam etmesi ve artan nüfus ile insan faaliyetlerine bağlı arazi kullanım

özelliklerindeki değişimler taşkın riskini arttıracaktır (United Nations Office for Disaster Risk Reduction ve Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2015). Türkiye'deki taşkınlar tür olarak genelde şehir ve akarsu taşkınları olup (Keskin, 2012) meteorolojik, yatak morfolojileri ve topografya özelliklerinden kaynaklanmaktadır (Tekkanat, 2015). Bunun yanı sıra havza jeolojisi, jeomorfolojisi, sanayileşme, göçler, hızlı nüfus artışı, arazi kullanımındaki değişimler, taşkın ovalarının yerleşime açılması (Milly vd., 2000), akarsu kanal eğimlerinin ve yönlerinin değiştirilmesi gibi yanlış uygulamalar taşkınların meydana gelmesinde doğrudan ve dolaylı olarak etkili faktörler arasında gösterilmektedir. Atmosferik açıdan taşkınların meydana gelmesinde yağış yoğunlukları (sağanak ve yağış özellikleri), meydana gelme sürelerindeki değişimler önem taşımaktadır (Tekkanat, 2015).

Akışa geçen su miktarının havza üzerinde taşkın meydana getirmesi bakımından saha jeolojisi, litolojik özellikleri, zemin toprak geçirimsizlik ilişkisi son derece önemlidir. Bahsedilen bu özelliklerin anlaşılmasında havza-morfometri araştırmaları hidroloji ve taşkın çalışmalarının önemli bir bileşeni olarak ortaya çıkmaktadır. (Özdemir, 2011). Ana akarsular üzerinde özellikle akım istasyonu olmayan havzalarda taşkınların oluşumlarının anlaşılmasında havza morfometrisi sıklıkla kullanılmaktadır. Bu çalışmalardan özellikle alt havzaların taşkın üretme kapasitesi bakımından incelenmesi konusunda Ozdemir ve Bird (2009) tarafından Havran Çayı alt havzaları ele alınmıştır. Ayrıca Oruonye (2016) ve Oruonye ve diğerleri (2016) havza morfometrik özelliklerinin taşkın üretmedeki önemine değinmişler ve bazı parametrelerin etkilerini ortaya koymuşlardır. Farhan, Anaba ve Salim (2016), 20 farklı akarsu havzasına uygulamış olduğu morfometrik analizlerin sonuçlarına göre 10 akarsu havzasında yüksek taşkın potansiyelinin olduğundan bahsetmiştir. Diakakis (2011) ise havza morfometrik özelliklerin bir akarsu havzasının hidrolojik karakterini belirleyen en önemli parametre olduğuna



Şekil 2: Biga Çayı havzasının konumu ve genel görünüş.
Figure 2: The location and general view of Biga River Basin.

değinmiş ve morfometri çalışmalarının taşkın dinamiklerinin anlaşılmasında önemli bir rol oynadığını belirtmiştir.

Bu çalışmanın amacı ise ana akarsu üzerindeki taşkınların oluşmasında etkili olan birçok sebepten, sadece alt havzaların morfometrik karakterlerinin çizgisel-alansal ve relief morfometri etkinliğine bağlı taşkın oluşumuna etki eden sebeplerinin ortaya konması ve araştırılmasıdır. Bunun için de Biga Çayı havzası ve alt havzaları bu çalışmada örneklem sahası olarak seçilmiştir.

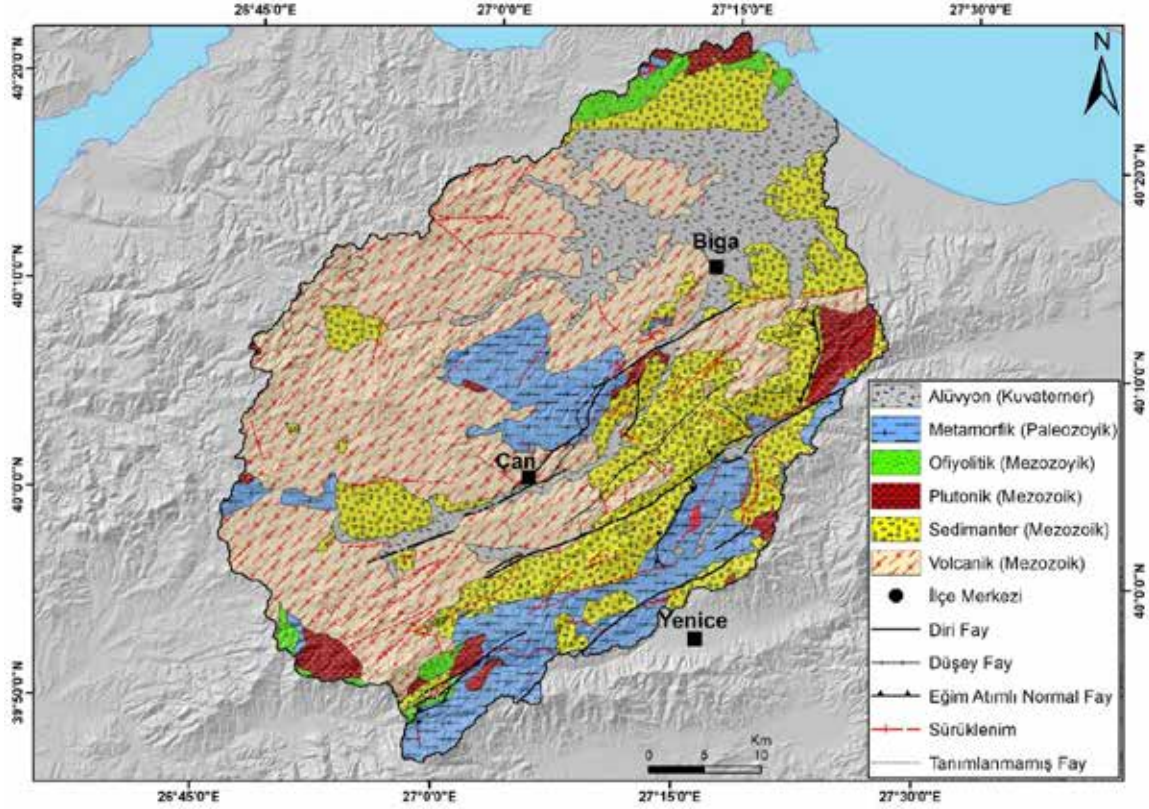
2. VERİ VE YÖNTEM

2.1. Çalışma Alanı

Biga Çayı Havzası taşkınların meydana geldiği Marmara Denizi akarsu havzalarından birisidir. Havza, Çan ve Biga ilçelerini kapsayan Çanakkale ili sınırları içinde 39°48'00" - 40°26'00" kuzey enlemler ve 27°26'00" - 26°44'00" doğu boylamları arasında yer almaktadır. Havza alanı 2311,68 km²'lik alan kaplarken, havza çevre uzunluğu 266,68 km. olup yükselti kademesi ise 0 – 1110,71 m. arasında değişiklik göstermektedir (Şekil 2).

Çalışma sahası genel olarak Biga Yarımadasında yer alır ve Paleozoyik'ten Holosen'e farklı litolojik birimlere ait kayaç gruplarını bünyesinde barındırır (Şencan, 2007). Tersiyer öncesi litolojik birimler, magmatik ve metamorfik kayalar (Deniz, Baba ve Tarcan, 2010) genellikle KD-GB uzanumlu tektonik birimler içerisinde görülmektedir. Çalışma sahası ve yakın çevresinde, temelde Paleozoyik döneme ait Kazdağı masifi, bu masif üzerinde ardalanmış Triyas yaşında Karakaya formasyonuna ait litolojik birimler bazaltik kayalar, tüfler, kumtaşları, grovaklar (Deniz vd., 2010), bu formasyonu örten Jura yaşlı kırıntılı Bayırköy formasyonu ve Bilecik kireçtaşı sedimenter üniteler, Tersiyer dönemi Ceylan formasyonu ve karasal çökellere ait Bigadiç formasyonu yer almaktadır. Akarsu vadilerinde ve ovalarda ise Pliyo-kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller (çakıltaşı, kumtaşı, şeylden oluşan flüvial kökenli sedimenter) bulunmaktadır (Deniz vd., 2010; Siyako, Bürkan ve Okay, 1989), (Şekil 3).

Biga Çayı Havzası ve civarı özellikle iklimsel açıdan kış aylarında yağış alan yazları ise kurak döneme sahip tipik Akdeniz iklimi ve nemli ılıman Karadeniz iklim geçişini karakterize eden bir iklime sahiptir (Türkeş, Erginal, Demirci ve Ekinci, 2008; Türkeş ve Tatlı, 2011). Havza ve yakın çevresi yaz mevsimi,



Şekil 3: Biga çayı havzasının jeoloji haritası (MTA, 2002) (1/500.000 ölçekli haritasından değiştirilerek).

Figure 3: Geological map of Biga River basin (MTA, 2002) (modified from the map of scaled 1:500000).

Akdeniz bölgesinde görülen yaz döneminden kısa olup, kuraklık daha az, kış mevsimi ise daha soğuktur. Biga Çayı Havzası ve yakın çevresi farklı hava kütlelerinin etkisi altına girmekte olup cephe sistemleri, konveksiyonel hareketlere ve alçak basınçlara bağlı olarak yağış olayı gerçekleşmektedir. Yağışların mevsimsel olarak dağılışı incelendiğinde en fazla yağışın düştüğü dönem kış mevsimi (% 41-46)'dir. En az yağışın düştüğü dönem ise yaz mevsimi (%7-8) olarak karşımıza çıkmaktadır (Efe, 1999). Havza toplam ortalama yağış miktarı 658 – 859 mm. arasında değişmektedir (Hijmans, vd., 2005).

Taşkın olayı meydana geldiği Biga yerleşmesini ve yine adını akarsudan alan Biga ovasını kapsamaktadır. Biga yerleşmesi ve Biga ovasında yer alan köyler yüksek oranda taşkına meyilli sahalardır (Şencan, 2007). Konumu dolayısıyla Biga yerleşmesi ve Biga ovası uzun yıllar boyunca taşkına maruz kalmıştır (Tablo 1). Taşkınlara genel olarak havzanın ana kolu olan Biga Çayında meydana gelen pik akımlar neden olmaktadır. Havza üzerinde birtakım barajlar inşa edilmiş olmasına rağmen ana akarsu üzerinde, Biga alt havzasında, taşkınları önleyici bir çalışma yapılmamıştır. Bunun yanında Kirazlıdere ve Kocadere

Tablo 1: Biga Çayı havzasında meydana gelen taşkınlara ve Akkayrak AGİ'de ölçülen bazı maksimum akım (m^3/sn) değerleri (DSİ, 2017).

Table 1: Historical floods on the Biga River Basin and some peak discharge data (m^3/s) of the Akkayrak Gauge Station (DSİ, 2017).

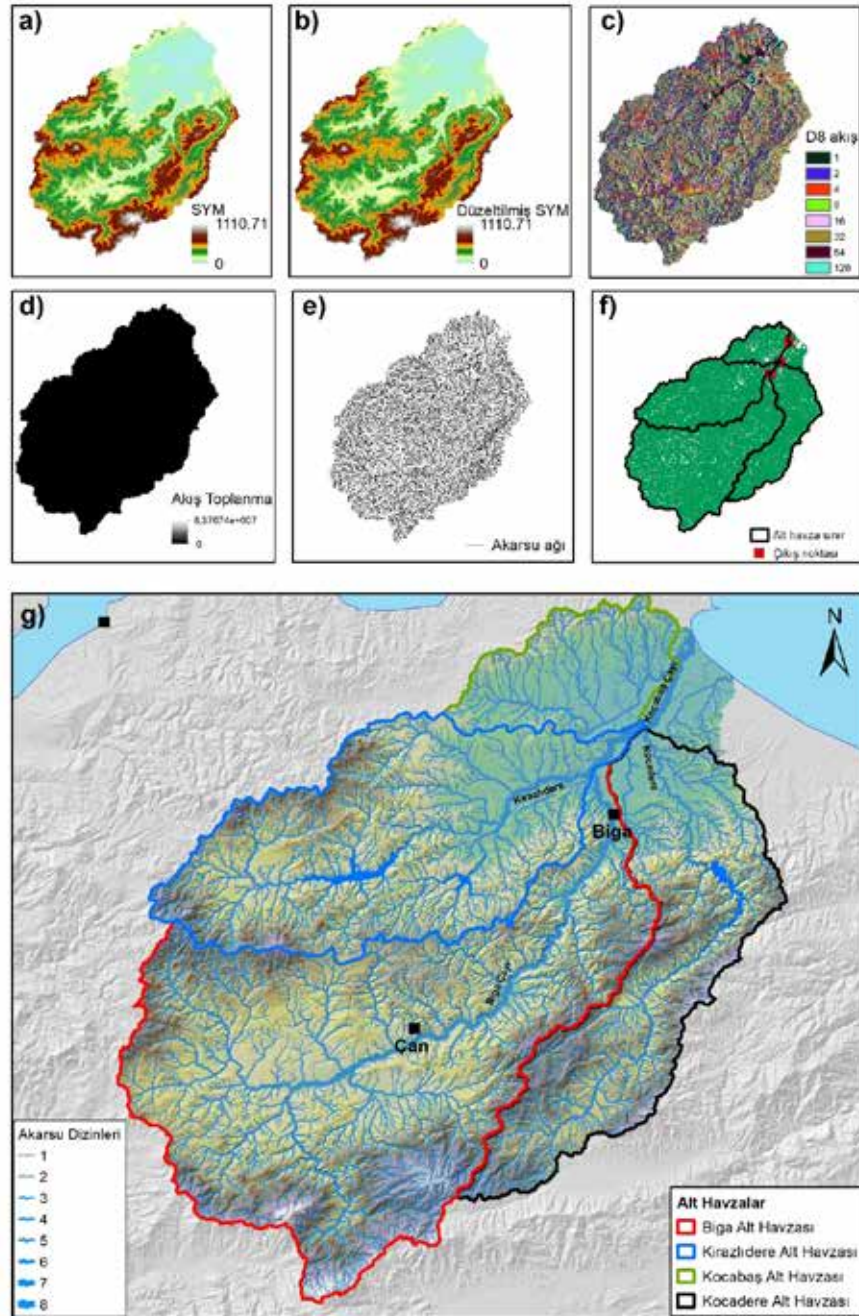
1955	1962	1963	1964	2007	2009	2012	2013	2014	2015	2016	2017
27.11.1955	3.07.1962	18.12.1963	27.12.1964	29.01.2007	24.12.2009	14.02.2012	19.01.2013	1.01.2014	12.01.2015	18.01.2016	13.01.2017
	3.10.1962			--	--	22.10.2012	21.01.2013	5.06.2014	7.04.2015	26.03.2016	--
				--	--	1.12.2012	8.02.2013	18.12.2014	9.04.2015	--	--
				--	--	--	26.03.2013	--	--	--	--
				--	--	--	8.04.2013	--	--	--	--
1955	1962	1963	1964	2007	2009	2012	2013	2014	2015	2016	2017
--	--	--	--	--	--	130 m^3/sn	205 m^3/sn	--	107 m^3/sn	--	--
--	--	--	--	--	--	--	--	139 m^3/sn	121 m^3/sn	--	--
--	--	--	--	--	--	109 m^3/sn	106 m^3/sn	114 m^3/sn	--	--	--
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
--	--	--	--	--	--	--	150 m^3/sn	--	--	--	--

alt havzasında taşkın önleyici yapıların inşası ile ovadaki taşkınların önüne geçilebileceği düşünülmüştür.

2.2. Havza Morfometrik Parametreler ve Üretimi

Çalışmada temel altık veri olarak 1:25000 ölçekli sayısal topografya haritalarından elde edilen 10m. çözünürlükteki SYM (Sayısal Yükselti Modeli) verisi kullanılmıştır. Biga Çayı alt

havzalarının belirlenmesinde ArcGIS 10.x programından faydalanılmıştır. Havza ve alt havza sınırlarının belirlenmesinde havza oluşturma aşamaları takip edilmiştir (Şekil 4). Bunun için öncelikle SYM verisindeki hatalar (yapay çukur-zirveler) doldurma yöntemiyle giderilmiştir. Akarsu akış yönleri D8 yöntemine göre belirlenmiş olup (Jenson ve Domingue, 1988; O'Callaghan ve Mark, 1984), akış yönlerine bağlı olarak akım toplanma raster verisi üretilmiştir. Bu raster verisi havzadaki



Şekil 4: Alt havza oluşturma aşamaları a) Üretilen SYM b) Düzeltilmiş SYM c) D8 akış yönü d) akış toplanma e) akarsu ağı oluşturma f) ana kola katılan derelerin çıkış noktalarına bağlı havza oluşturma g) Strahler metoduna göre akarsu dizimleri ve alt havzalar.

Figure 4: Sub-basins extraction a) produced DEM b) filled DEM, c) flow direction, d) flow accumulation, e) drainage network extraction, f) sub-basins based on pour points g) Stream orders based on Strahler method and the sub-basins.

Tablo 2: Alt havzalara ait bazı morfometrik tanımlayıcı değerler.**Table 2:** Some morphometric descriptors of the sub-basins.

	Alt Havza Adı			
	Biga alt havzası	Kirazlıdere alt havzası	Kocadere alt havzası	Kocabaş alt havzası
Alan km ²	1044,92	595,71	439,36	174,93
Çevre uzunluğu km.	209,61	147,63	147,63	81,64
Havza uzunluğu km.	55,47	47,78	47,41	21,94
Minimum yükseklik	13,07	6,07	6,8	0
Maksimum yükseklik	1110,71	766,58	855,73	267,32
Ortalama yükseklik	301,62	199,45	279,13	47,83
Ana akarsu uzunluğu km.	75,41	57,87	75,99	28,67
1.Dizin sayısı	5335	3243	2400	836
2.Dizin sayısı	1197	734	541	185
3.Dizin sayısı	276	186	120	44
4.Dizin sayısı	65	51	27	9
5.Dizin sayısı	14	13	4	3
6.Dizin sayısı	3	2	1	1
7.Dizin sayısı	1	1		
Toplam Dizin sayısı	6891	4230	3093	1078
1.Dizin toplam uzunluğu km.	1440,69	844,92	669,60	214,01
2.Dizin toplam uzunluğu km.	703,52	424,73	309,82	112,67
3.Dizin toplam uzunluğu km.	368,31	227,07	184,63	76,67
4.Dizin toplam uzunluğu km.	212,75	130,09	68,88	29,59
5.Dizin toplam uzunluğu km.	86,04	40,39	45,54	19,66
6.Dizin toplam uzunluğu km.	28,50	36,19	42,63	9,74
7.Dizin toplam uzunluğu km.	52,99	20,54		
Toplam dizin uzunluğu km.	2892,80	1723,93	1321,10	462,34

akarsu ağının ortaya konması için 500 piksel eşik değeri kullanılarak akarsu ağı üretilmiştir. Böylelikle havza içerisindeki kuru vadilerin de akarsu ağına katılımı sağlanmıştır. Son olarak ana akarsuya katılan alt havzaların çıkış noktaları belirlenerek bu noktalara bağlı alt havzaların sınır üretimi gerçekleştirilmiştir (**Şekil 4**). Alt havzaların akarsu ağları Strahler (1952) yöntemine göre dizinlere ayrılmış (**Şekil 4**) ve buna bağlı hesaplamalar yapılmıştır (**Tablo 2**). Althavzalara bu çalışmada uygulanan havza morfometrik parametrelerine ait matematiksel ifadeler ve açıklamaları ise **Tablo 3**'te verilmiştir.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Taşkın üretme potansiyeli açısından değerlendirilen Biga Çayı havzasında 4 alt havza belirlenmiştir. **Tablo 3**'te verilen morfometrik parametreler; çizgisel, alansal ve relief morfometrisi olarak 4 alt havzaya uygulanmıştır. Elde edilen değerler **Tablo 4**'te, açıklama ve değerlendirmeleri ise aşağıda verilmiştir.

3.1. Çizgisel Morfometrik Özellikler

Çatallanma oranı (R_b), özellikle havzaların akarsu üretme ve mevcut durumların belirlenmesi açısından önemlidir. Çatallanma oranının (R_b) yüksek veya düşük çıkması havzalardaki yağışın

topoğrafya, yüzey geçirimsizliği ve bitki örtüsü ile olan ilişkisini ortaya koyar. Buna göre düşük R_b değeri gösteren havzalarda, düşük geçirimsizlik kapasitesi, yüksek yüzeysel akışı ve aynı zamanda daha yüksek ve keskin bir akım hidrograf özellikleri hakimdir. Buna karşın yüksek R_b değeri gösteren havzalarda yüksek oranda infiltrasyon ve daha az ve devamlı bir akım özelliği gösteren hidrograf karakteri sergiler (Özdemir, 2011; Strahler, 1964). Bu özellikler de havzanın şeklinin de önemli bir etkisi bulunmaktadır (Verstappen, 1983). Alt havza R_b değerleri 3.92 – 4.49 arasında değişmektedir. Bu oranlar homojen bir yapıdaki havzaya karşılık gelmektedir. R_b değeri bakımından Kocabaş ve Kirazlıdere alt havzalarının düşük R_b değerine sahip olması havzaların şekilsel özellikleri de dikkate alındığında sel ve taşkın üretme potansiyelleri diğer havzalara göre daha fazladır. Dolayısıyla taşkın dönemlerinde Kocabaş ve Kirazlıdere havzalarında daha yüksek ve keskin bir akım hidrografi ortaya çıkacaktır.

Akarsu uzunluk oranı (R_l), ana akarsu ve kollarındaki suyun uzunluklarına bağlı olarak kanal içindeki oyalanmaları ve tutulmaları bakımından önemlidir. Böylece üst kollarından gelecek olan suyun taşınmasında, alt kolların uzunluklarının yeterli olup olmaması konusundan bilgi sahibi olmamızı sağlar (Özdemir, 2011; Patton, 1988). Değerlerin yüksek çıkması alt kollara su

Tablo 3: Havza morfometrik parametreler ve matematiksel açıklamaları.**Table 3:** Havza morfometrik parametreler ve matematiksel açıklamaları.

No	Parametre	Formül	Kaynak
Çizgisel Morfometri			
1	Çatallanma Oranı (R_b)	$R_b = N_u/N_{u+1}$ $N_u =$ akarsu havzasındaki dizin sayısı $N_{u+1} =$ bir sonraki toplam dizin sayısı	Schumm, 1956
2	Akarsu Uzunluk Oranı (R_l)	$R_l = L_u/L_{u+1} + 1$ $L_u =$ dizin sayısı toplam uzunluğu m. $L_{u+1} =$ sonraki dizin sayısı uzunluğu m.	Patton, 1988
3	Tekstür Oranı (T)	$T = N_{u1}/P$ $N_{u1} = 1.$ Dizinlerin toplam sayısı $P =$ Havza çevre uzunluğu km.	Horton, 1945
4	Drenaj Tekstür Oranı (R_t)	$R_t = Nu/A$ $N_u =$ Havzadaki dizinlerin toplam sayısı $A =$ Havza alanı km^2	Horton, 1945
Alansal Morfometri			
5	Uzunluk Oranı (R_e)	$R_e = \frac{2}{L_m} \times \left[\frac{A}{\pi} \right]^{0.5}$ $L_m =$ Havza çevresi uzunluğu km. $A =$ Havza alanı km^2	Schumm, 1956
6	Havza Şekli (R_f)	$R_f = A/Lb^2$ $A =$ Havza alanı km^2 $Lb =$ Havza uzunluğu	Horton, 1932
7	Gravelius İndeks (K_g)	$K_g = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}}$ $P =$ Havza çevresi uzunluğu km. $A =$ Havza alanı km^2	Gravelius, 1914
8	Drenaj yoğunluğu (D_d)	$D_d = \sum L/A$ $\sum L =$ Toplam akarsu uzunluğu $A =$ Havza alanı km^2	Horton 1932, 1945
9	Akarsu Sıklığı (F_s)	$F_s = N/A$ $N = 1.$ Dizinlerin toplam sayısı $A =$ Havza alanı km^2	Horton 1932, 1945
Relief Morfometri			
10	Akım toplanma zamanı (T_c)	$T_c = 0.0195 \cdot L^{0.77} / S^{0.385}$ $L =$ Maksimum ana akarsu uzunluğu $S =$ Havza eğimi	Kirpich, 1940
11	Hipsometrik İntegral (H_i)	$H_i = \frac{(H_{ort} - H_{min})}{(H_{maks} - H_{min})}$ $H_{ort} =$ Ortalama yükselti $H_{maks} =$ Maksimum yükselti $H_{min} =$ Minimum yükselti	Pike and Wilson (1971) Mayer (1990)
12	Hipsometrik Eğri (H_c)	$H_c = h/H$ ve a/A $h =$ rölatif yükseklik $H =$ Toplam yükseklik $a =$ rölatif alan $A =$ toplam alan	Pike and Wilson (1971) Mayer (1990)
13	Havza Reliefi (B_h)	$B_h = H_{maks} - H_{min}$ $H_{maks} =$ Maksimum yükselti $H_{min} =$ Minimum yükselti	Schumm, 1956
14	Relief Oranı (R_h)	$R_h = H/L$ $H =$ Havza reliefi $L =$ Maksimum havza uzunluğu	Schumm, 1956
15	Engbelilik Değeri (R_n)	$R_n = B_h \cdot D_d$ $B_h =$ Havza reliefi $D_d =$ Drenaj yoğunluğu	Schumm, 1956

taşıyan üst kolların fazlalığını ve alt kolların da yetersizliğini ortaya koyar. Buna göre alt havzaların elde edilen R_l değerleri incelendiğinde en fazla değere sahip havza Kirazlıdere alt havzasıdır (Tablo 4). Kirazlıdere alt havzasında ana kola su gönderen 1 ve 2. Dizinlerin fazlalığının yanısıra alt kolların yetersiz ve kısa olma durumu mevcuttur. Bu bakımdan Kirazlıdere alt havzası ana kola su gönderen 1 ve 2 dizinlerin fazlalığına bağlı olarak diğer alt havzalara göre daha fazla taşkın üretme potansiyeline sahiptir.

Tekstür oranını (T), havzanın litolojisi, sızma kapasitesi, relief özellikleri belirlemektedir (Rana, Singh, Sundriyal, Rawat ve Juyal, 2016). “T” değeri 10.24 ile 25.45 arasında değişmektedir. Değerin en fazla olduğu alt havza ise 25.45 ile Biga alt havzası ve 21.97 ile Kirazlıdere alt havzasıdır. Bu değerler, havzalara 1. düzeyde su toplayan kolların fazlalığını gösterir (Tablo 4). Aynı miktarda yağışın düştüğü iki havzadan, tekstür oranının fazla olduğu havzada suyun 1. düzeyden toplanması ve ana kola katılımı daha hızlı olacaktır. R_l değerinde Biga ve Kirazlıdere alt havzasında yüksek oluşu bu sonucu desteklemektedir.

Drenaj tekstür oranı (R_t), havza infiltrasyon kapasitesini gösteren önemli parametrelerden birisidir (Horton, 1945). Smith (1950) sınıflandırmasına göre, düşük değerler yüksek geçirgenlik ve düşük yüzeysel akışın olduğu havzaları, yüksek değerler ise

Tablo 4: Biga Çayı alt havzalarına ait morfometrik analiz sonuçları.**Table 4:** Morphometric analysis results of the sub-basins.

	Çizgisel Morfometri			
	Biga alt havzası	Kirazlıdere alt havzası	Kocadere alt havzası	Kocabaş alt havzası
Çatallanma Oranı (R_b)	4,47	4,14	4,49	3,92
Akarsu Uzunluk Oranı (R_l)	1,95	2,01	1,82	1,9
Tekstür Oranı (T)	25,45	21,97	16,23	10,24
Drenaj Tekstür Oranı (R_t)	6,59	7,1	7,04	6,16
Alansal Morfometri				
Uzunluk Oranı (R_e)	0,65	0,57	0,5	0,7
Havza Şekli (R_f)	0,34	0,26	0,19	0,36
Gravelius İndeks (K_g)	1,82	1,7	1,99	1,74
Drenaj yoğunluğu (D_d)	2,77	2,89	3,01	2,64
Akarsu Sıklığı (F_s)	6,59	7,1	7,03	6,16
Relief Morfometri				
Relief Oranı (R_h)	0,02	0,016	0,018	0,012
Havza Reliefi (B_h)	1097,6	760,51	848,93	267,32
Engbelilik Değeri (R_n)	3,04	2,2	2,55	0,71
Akım toplanma zamanı (T_c)s.	9,44	8,00	10,51	5,32
Hipsometrik İntegral (H_i)	0,26	0,25	0,32	0,18

düşük geçirgenlik ve yüksek yüzeysel akışların olduğu havzaları temsil eder. Buna göre çalışma alanı içerisinde en yüksek değerlere sahip Kocadere alt havzası akım üretme potansiyeli en fazla olan alt havzadır, bunu Kirazlıdere alt havzası takip eder (**Tablo 4**). Kocadere alt havzası R_f değerlerinin diğer alt havzalara oranla yüksek olması havza infiltrasyon kapasitesinin düşük, yüzeysel akışın yüksek olduğunu göstermektedir.

3.2. Alansal Morfometrik Özellikler

Uzunluk oranı (R_e), havzanın infiltrasyon kapasitesi ve yüzeysel akışı hakkında birtakım bilgiler vermektedir. Ayrıca değerin 1'e yaklaşması havzanın dairesel bir şekle sahip olduğunu gösterir (Biswas, Sudhaka ve Desai, 1999). Düşük R_e değerleri, yüksek geçirgenliğe ve düşük yüzeysel akış özelliğini gösterirken, yüksek değerler ise erozif faaliyetlerin ve sediment taşınımının yüksek olduğu havzaları göstermektedir (Özdemir, 2011; Reddy, Maji, Gajbhiye, 2004). Alt havzaların R_e değerleri 0.5-0.7 arasında değişiklik göstermektedir (**Tablo 4**). Buna göre R_e değeri düşük olan Kocadere alt havzası (0.5) uzunlamasına bir havza olup düşük yüzeysel akış özelliğine sahiptir. Değerin yüksek olduğu Kocabaş alt havzası (0.7) yüksek yüzeysel akış özellikleri gösterirken, aynı zamanda dairesel bir görünüme sahiptir.

Havza şekli (R_f), havzanın dairesel veya uzunlamasına olup olmadığı hakkında bilgi vermektedir. Düşük R_f değeri havzada kısa zamanda yan kollardan gelen az akımla, uzun süreli meydana gelecek yüksek ana akımın görüleceği bir şekil gösterir. Yüksek R_f değerine sahip olan havzalarda ise bu durumun tam tersi olarak uzun zamanda yan kollardan gelen yüksek akımla, kısa süreli düşük ana akımın görüldüğü ve kısa süreli maksimum akıma neden olan bir şekil ortaya koyar (Özdemir, 2011). Alt havzalarda R_f değeri 0.19 ile 0.36 arasında değişmektedir (**Tablo 4**). 0.19 R_f değerine sahip Kocadere alt havzasında kısa zamanda yan kollardan gelen az akımla yüksek ana akımın görüleceği bir hidrograf sunmasının yanısıra uzunlamasına bir havza karakteri gösterirken, 0.36 değerine sahip Kocabaş alt havzası dairesel bir şekil sunar.

Gravelius indeksi (K_g), havzanın dairesel bir görünümde olup olmadığı hakkında bilgi veren bir indistir. Değerin küçüklüğü havzanın dairesel bir görünümde olduğunu ortaya koyarken, değerlerin yüksekliği sahanın uzunlamasına bir görünümde ve yüksek erozyon potansiyeline sahip bir alan olduğu sonucunu çıkarır (Ajay vd., 2014). K_g değeri en yüksek orana sahip ve uzunlamasına özellik sunan 1.99 ile Kocadere alt havzası'dır. Kirazlıdere alt havzası ise 1.7 en düşük K_g oranına sahip dairesel bir havza görünümünü sunmaktadır.

Drenaj yoğunluğu (D_d), sahanın genel olarak strüktürel yapısının bir yansıması olarak (Al Saud, 2009; Eesterbrooks, 1969) karşımıza çıkarken, aynı zamanda sahanın, jeolojisini, iklim özelliklerini, havzaların akarsular tarafından yarıma derecesini, bitki örtüsü dağılışı ve özellikleri hakkında da bilgi verir (Horton, 1932; Rana vd., 2016; Tarboton, vd., 1992). Drenaj yoğunluğu ve taşkınlar arasında pozitif bir ilişki bulunmaktadır. Yüksek drenaj yoğunluğuna sahip havzalar uzun süreli pik akımlarda yüksek hidrograflar vermektedir. Biga Çayı alt havzalarının D_d değerleri 2.64-3.01 arasında değişmektedir. Sahada yüzeysel akışın yüksek, zemin sızma kapasitesinin düşük, havzanın parçalanma derecesinin yüksek ve havzanın suyu iletme kapasitesinin yüksek olduğu D_d değerinin en fazla olduğu alt havza Kocadere (3.01) dir. Bunu sırasıyla Kirazlıdere (2.89), Biga (2.77) alt havzaları takip eder. Bu değerlerin en düşük olduğu alt havza ise 2.64 değeri ile Kocabaş alt havzasıdır (**Tablo 4**). D_d ve taşkın hidrografi arasında akarsu ağlarının önemli bir ilişkisi vardır. Kocadere alt havzası uzun süreli pik akımlarda meydana gelecek taşkın hidrografi uzun süreli ve keskin olacakken, D_d değerinin küçük olduğu Kocabaş alt havzasında kısa süreli ve düşük hidrograflar oluşacaktır.

Akarsu sıklığı (F_s), bakımından yüksek F_s değerleri, seyrek bitki örtüsü, yüksek relief, düşük infiltrasyon kapasitesi özelliğine sahip havzaları temsil ederken, düşük F_s değerleri tam tersini sunmaktadır (Patil ve Mali, 2013). Akarsu sıklığı ve drenaj yoğunluğu arasında pozitif bir korelasyon bulunmaktadır. Biga Çayı alt havzalarına ait F_s değerleri 6.16 ile 7.1 arasında değişmektedir. F_s oranı Kirazlıdere alt havzasında 7.1, Kocabaş alt havzasında 6.16'dır. Kirazlıdere alt havzasında F_s değerlerinin yüksek olması sahadaki infiltrasyon oranının düşük, bitki örtüsünün seyrek, yüksek relief özelliklerine, Kocabaş alt havzasında düşük F_s oranı ise yüksek geçirgenlik, alçak relief özelliklerine karşılık gelmektedir.

3.3. Relief Morfometrik Özellikleri

Relief oranı (R_h), maksimum ve minimum havza reliefi arasındaki farkın, ana akarsuya paralel maksimum havza uzunluğuna olan oranıdır (Schumm, 1956; Strahler, 1964; Zavoinu, 1985). 7 farklı akarsu havzası üzerinde uygulan bu indisin (Schumm, 1956, Zavoinu, 1985) drenaj yoğunluğu, uzunluk oranı, asılı yük, akarsu yatak eğimi arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu göstermiştir. Ayrıca, litolojik olarak homojen sahalarda, çatallanma oranının yüksek oluşu, relief oranı değerinin düşmesine sebep olmakla birlikte çatallanma oranı ve relief oranı arasında negatif bir ilişkiden söz edilebilir. R_h değeri en fazla olan alt havza Biga alt havzası'dır (0.020). En düşük

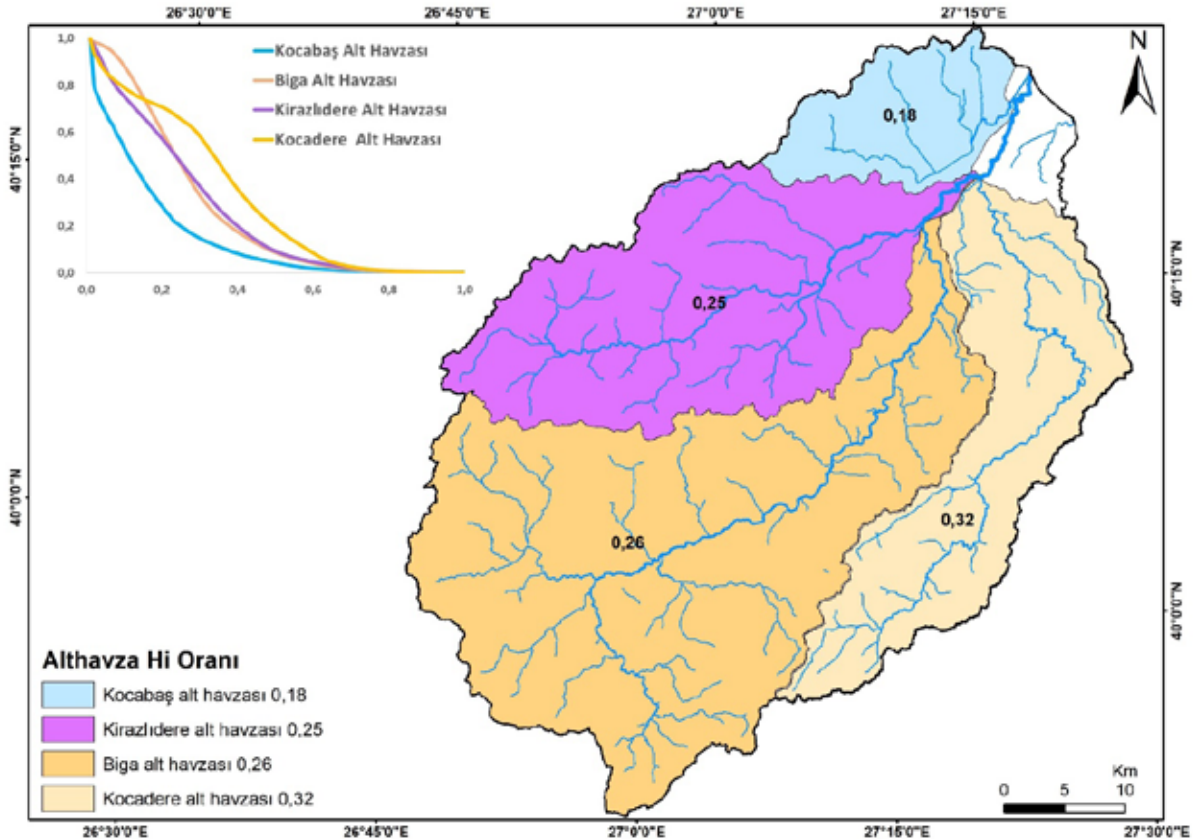
değerler ise Kocabaş (0,012), Kirazlıdere (0.016) ve Kocadere alt havzalarıdır (0.018). R_h değerinin Biga alt havzasında yüksek çıkması havzada drenaj yoğunluğunun, genel eğim özelliklerinin ve uzunluk oranının değerlerinin fazla olduğunu akışa geçen su miktarının yoğun olduğunu göstermektedir.

Havza reliefi (B_h), havzanın maksimum ve minimum yükseltileri arasındaki fark olarak ifade edilir (Schumm, 1956; Pareta ve Mali, 2011). Hidrolojik açıdan havza reliefi (B_h), drenaj ağının kuruluş ve gelişimi, yüzeysel akış ve miktarı, akım toplanma zamanı ve taşkın pik değerlerinin belirlenmesi açısından önemlidir. Havzanın en üst ve alt kısımları arasındaki yükselti farkının fazla olması akımı doğrudan arttıran etmen olarak karşımıza çıkar. Çalışma alanındaki alt havzalar arasında havza relief değeri en yüksek olan 1097,6 m ile Biga alt havzasıdır. En düşük değer de 267,32 m ile Kocabaş alt havzasıdır. Biga alt havzası yüksek havza reliefi değerlerine sahip olması akım toplanma zamanının kısalmasına, taşkın pikinin artmasına, akışa geçen suyun tutulmadaki azalmaya ve infiltre olmadan akışa geçmesini sağlamaktadır.

Engebelilik değeri (R_n), yüzeysel akış, sızma kapasitesi ve havzadaki aşındırma ve etmen süreçleri üzerinde hakkında bilgi

vermektedir (Özdemir, 2007; Reddy vd., 2004). Ayrıca, yüksek R_n oranına sahip havzalar yüksek sel meydana gelme olasılığı olan sahalardır (Baker, vd., 1988; Ritter vd., 1995; Özdemir, 2007). Çalışma alanı içerisinde R_n değeri en fazla olan alt havzalar Biga (3.04) ve Kocadere (2.55) alt havzalarıdır. En düşük değer ise 0.71 değeriyle Kocabaş alt havzasıdır. Dolayısıyla sahada Biga alt havzası taşkın üretme potansiyeli en fazla olan alt havza karakterindedir.

Akım toplanma zamanı (T_c), yağış sonrası akışa geçen suyun bir akarsu havzasının en yüksek noktasından denize veya ana kola ulaşıncaya kadar geçen zamanı ortaya koymaya yarayan ampirik metotlardan bir tanesidir (Grimaldi, Petroselli, Tauro ve Porfiri, 2012). Akım toplanma zamanının hesaplanmasında Kirpich (1940) formülü kullanılmıştır. Bu formül üzerinde birçok faktör etkilidir. Havza eğim özellikleri, litoloji, toprak tipleri, bitki örtüsü özellikleri suyun tutulmasında aktif rol oynamaktadır. Çalışma alanı içerisinde en düşük akım toplanma zamanı Kocabaş Çayı alt havzasındadır (5.32 saat). En fazla akım toplanmadaki gecikme ise Kocadere alt havzasındadır (10.51 saat). Bunu 9.44 saat ile Biga, 8.00 saat ile de Kirazlıdere alt havzaları takip etmektedir (Tablo 4). Ancak bu alt havzaların ana akarsu koluna bağlanma noktaları arasında fazla bir farkın



Şekil 5: Biga Çayı alt havzaları ve hipsometrik eğri ve integral sonuçları.
Figure 5: Hypsometric curve and integrals of the Biga River sub-basins.

olmaması, sularının hemen hemen aynı zaman aralıklarında ana kola boşaltmalarına neden olacaktır.

Hipsometrik eğri (H_c) ve integrali (H_i), Hipsometrik eğri, bir drenaj havzasının toplam yükseklik değerinin, toplam alana oranlamasıyla elde edilir (Strahler, 1952). Hipsometrik eğriler, drenaj ağında meydana gelen aşındırma etmen süreçlerinin devam edip etmediğinin (Keller ve Pinter, 2002) yanında havzanın iklimatik, yapısal, litolojik özellikleri hakkında da bilgi verir (e.g., Huang ve Niemann, 2006; Moglen ve Bras, 1995; Sarp, Geçen, Toprak ve Düzgün, 2011; Willgoose ve Hancock, 1998). Ayrıca havza alanının, jeomorfik yüzey olarak hangi devrede (genç-yaşlı-olgun) olduğu hakkında bilgi sağlar (Mahmoud ve Gloguen, 2012). Hipsometrik integral ise, 0-1 arasında bir değere sahip olup, hipsometrik eğri altında kalan alan olarak ifade edilir (Keller ve Pinter, 2002; Mayer, 1990). Hipsometrik integral değerinin, 0.6-1 arasında olması sahanın gençlik devresinde, 0.35-0.6 arasında ise olgunluk, 0.3'ten daha düşük bir değerde ise sahanın yaşlı bir araziye sahip olduğu bilinmektedir (Ramu ve Mahalingam, 2012). Bu değerlerin yüksek ya da düşük çıkması havzanın aşınım süreçlerinden aşındırma, taşıma, biriktirme faaliyetlerinden

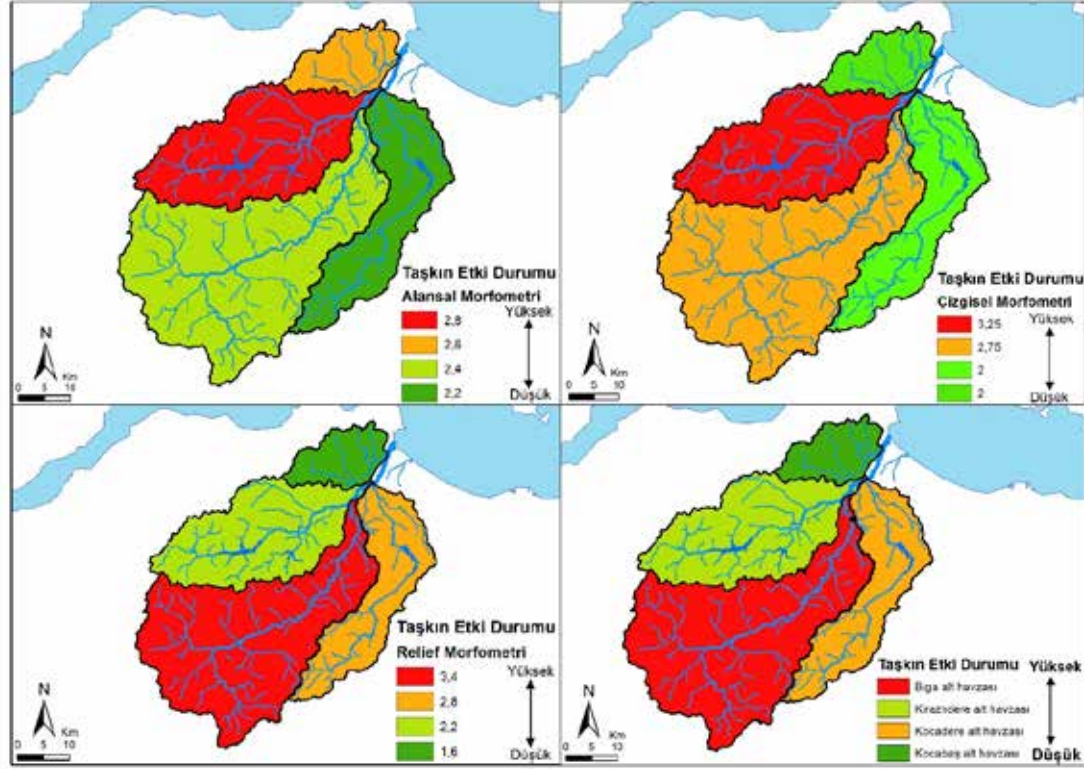
hangisine karşılık geldiğine işaret etmektedir. Alt havza hipsometrik integral değeri Kocadere alt havzasında 0.32, Biga alt havzasında 0.26 Kirazlıdere alt havzasında 0.25, Kocabaş alt havzasında 0.18 çıkmıştır. Kocadere havzası dışbükey eğriye sahipken, diğer havzalar iç bükey bir görünüme sahiptir (**Şekil 5**). Ramu ve Mahalingam 2012'ye göre Biga Çayı alt havzaları yaşlı bir araziye sahiptir. Kocadere havzasında diğer havzalara nispeten aşındırma süreçleri devam etmektedir.

Yukarıda Biga Çayı'nın alt havzalarının çizgisel, alansal ve relief morfometrik özellikleri Biga Çayı ana kolu üzerinde taşkın üretme potansiyelleri bakımından değerlendirilmiştir. Ele alınan dört alt havza, kendi içerisinde her bir morfometrik parametre kapsamında ana kola etki düzeyleri bakımından sınıflandırılmıştır. Bu sınıflandırmada dört havza olduğu için 1 (en düşük etki düzeyi) ve 4 (en yüksek etki düzeyi) arası değerler kullanılmıştır (**Tablo 5**). Bütün parametrelerin sınıflandırılması yanında her bir çizgisel, alansal ve relief morfometrik parametreler de kendi içerisinde sınıflandırılmıştır (**Tablo 5**). Elde edilen ortalama değerler de haritalanmıştır (**Şekil 6**). Buna göre çizgisel ve alansal morfometride Kirazlıdere alt havzası ana kol üzerindeki taşkınların

Tablo 5: Biga Çayı alt havzalarının taşkın üretme potansiyeli.

Table 5: The potential of flood producing capabilities of the Biga River sub-basins.

	Çizgisel Morfometri			
	Biga alt havzası	Kirazlıdere alt havzası	Kocadere alt havzası	Kocabaş alt havzası
Çatallanma Oranı (R_b)	2	3	1	4
Akarsu Uzunluk Oranı (R_l)	3	4	1	2
Tekstür Oranı (T)	4	3	2	1
Drenaj Tekstür Oranı (R_{ij})	2	3	4	1
Toplam	11	13	8	8
Ortalama	2,75	3,25	2	2
	Alansal Morfometri			
	Biga alt havzası	Kirazlıdere alt havzası	Kocadere alt havzası	Kocabaş alt havzası
Uzunluk Oranı (R_{uv})	3	2	1	4
Havza Şekli (R_f)	3	2	1	4
Gravelius İndeks (K_{gr})	2	4	1	3
Drenaj yoğunluğu (D_d)	2	3	4	1
Akarsu Sıklığı (F_s)	2	3	4	1
Toplam	12	14	11	13
Ortalama	2,4	2,8	2,2	2,6
	Relief Morfometri			
	Biga alt havzası	Kirazlıdere alt havzası	Kocadere alt havzası	Kocabaş alt havzası
Relief Oranı (R_h)	4	2	3	1
Havza Reliefi (B_h)	4	2	3	1
Engebelligik Değeri (R_n)	4	2	3	1
Akım toplanma zamanı (T_c)s.	2	3	1	4
Hipsometrik Integral (H_i)	3	2	4	1
Toplam	17	11	14	8
Ortalama	3,4	2,2	2,8	1,6
Genel Toplam	40	38	33	29
Genel Ortalama	2,86	2,71	2,36	2,07



Şekil 6: Biga çayı alt havzaları taşkın etkinlik haritası.

Figure 6: Mapping of influences of Biga river subbasins.

oluşmasında öne planda iken, relief morfometrisinde ise Biga alt havzası ön plana geçmektedir. Alt havzaların toplamdaki etki düzeylerinde ise Biga alt havzası en üst düzeyde etkiye sahip iken, bunu Kirazlıdere alt havzası takip etmektedir (Şekil 6).

4. SONUÇ

Biga Çayı havzasında meydana gelen taşkınlar, yapılan ıslah çalışmalarına rağmen çözüme kavuşturulamamıştır. Biga Çayı havzası geniş su toplama alanına sahip olması ve yüksek yağış dönemlerinde artan debisi nedeniyle taşkına meyilli bir akarsu havzası olmaya devam edecektir. Yapılan ıslahların sadece Biga ilçe merkezi ve yakın çevresinde sınırlı kalması taşkınları önleyememektedir. Akarsu havzalarında meydana gelen sel ve taşkınların anlaşılması ve bunlara ait problemlerin çözüme ulaştırılması için değişik düzey ve içeriklerde çalışmalar yapılmaktadır. Burada yapılan çalışma ile özellikle ana akarsu koluna su taşıyan alt havzaların havza morfometrik özelliklerine bağlı farklılıklarından kaynaklı bir takım özelliklerin nasıl değerlendirilebileceği ve taşkın çalışmalarında nasıl kullanılabileceği üzerinden durulmuştur. Bu kapsam çerçevesinde, Biga Çayı havzasındaki alt havzaların çizgisel, alansal ve relief morfometrik analizleri yapılmış ve alt havzalar kendi arasında sınıflandırılmıştır. Buna göre alt havzalar içerisinde Biga Çayı ana

kolu üzerinde meydana gelebilecek taşkınların üretilmesinde en büyük etkiye Biga alt havzası ve Kirazlıdere alt havzası sahiptir. Bu iki alt havza ana kol üzerinde taşkın üretme potansiyeli bakımından, havzaların fiziksel özellikleri nedeniyle önem taşımaktadır. Ancak unutulmamalıdır ki, bu özellikler taşkın oluşturan diğer sebepler (bölgesel aşırı yağış, arazi kullanımı, yanlış mühendislik uygulamaları vb.) göz ardı edilerek yalnızca havza morfometrisine bağlı oluşturulmuştur. Bu nedenle taşkınlarla ait kalıcı çözümlerde mutlaka havza morfometrisi yanından diğer taşkın üreten faktörlerin de mutlaka ele alınması gerekmektedir.

Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS), havza morfometrisi çalışmalarında analizlerin ve değerlendirmelerin kolay yapılabilmesi açısından kullanım kolaylığı sunmuştur. Dolayısıyla hem morfometrik parametrelerin hesaplanması, hem de yapılan analiz ve değerlendirmelerin alt havzalar arasındaki mekânsal dağılımını gerçekleştirmesi bakımından bu tür çalışmalarda büyük kullanım kolaylığı sunmaktadır.

Katkı Belirtme

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri birimi tarafından 57898 nolu proje kapsamında desteklenmektedir. Sultan Bolat'a çalışmadaki yardımından dolayı teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alaghmand, S., Bin-Abdullah, R., Abustan, I., Vosoogh, B. (2010). GIS-based River Flood Hazard Mapping in Urban Area: A Case Study in Kayu Ara River Basin, Malaysia. *Int. J. Eng. Technol.* 2, 488–500.
- Ajay, P., Mahmoud, K., Vijay, S., Paru, T. P., Joy, J., Nayan, P., & Kalubarme, M. H. (2014). Morphometric and land use analysis for watershed prioritization in Gujarat State, India. *International Journal of Scientific & Engineering Research*, 5(2), 1–7.
- Al Saud, M. (2009). Morphometric analysis of wadi aurnah drainage system, Western Arabian Peninsula. *The Open Hydrology Journal*, 3, 1–10.
- Altaf, F., Meraj, G., & Romshoo, S. (2013). Morphometric analysis to infer hydrological behaviour of Lidder watershed. *Western Himalaya, India, Geography Journal*, 2013, 1–14.
- Baker, V.R., Kochel, R.C., Paton, P.C. (1988). *Flood geomorphology*. New York, NY: Wiley-Interscience
- Biswas, S., Sudhakar, S., & Desai, V. R. (1999). Prioritisation of subwatersheds based on morphometric analysis of drainage basin: A remote sensing and GIS approach. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 27(3), 155–166.
- Deniz, O., Baba, A. ve Tarcan, G. (2010). Çan jeotermal alanı'nın hidrojeokimyasal ve hidrojeolojik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 53(2–3), 159–184.
- Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü. (2017). *Çınarköprü ve akayrak akım gözlem istasyonu günlük akım verileri*. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü'nden elde edilir <http://www.dsi.gov.tr/>
- Diakakis, M. 2011. A method for flood hazard mapping based on basin morphometry: application in two catchments in Greece. *Natural Hazards*, 56, 803–814.
- Duong, N. V., & Gourbesville, P. (2016). Model uncertainty in flood modelling. Case study at Vu Gia Thu Bon catchment-Vietnam. *12th International Conference on Hydroinformatics. Procedia Engineering*, 154, 450–458.
- Efe, R. (1999). Güney Marmara Bölümü batısında toprak oluşumunu etkileyen faktörler ve toprakların özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 34, 193–209.
- Farhan, Y., Anaba, O., & Salim, A. (2016). Morphometric analysis and flash floods assessment for drainage basins of the Ras En Nawb Area, South Jordan using GIS. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 4, 9–33.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., & Porfiri, M. (2012). Times of concentration: A paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217–228.
- Hijmans, R. J., Cameron, E. S., Parrai L. J., Jones, G. P., & Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surface for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25, 1965–1978.
- Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 13, 350–361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 275–370.
- Huang, X.J., & Niemann, J.D. (2006). Modelling the potential impacts of groundwater hydrology on longterm drainage basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 31(14), 1802–1823.
- Jenson S. K., & Domingue J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 54, 1593–1600.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (Eds.). (2002). Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. New Jersey, NJ: Prentice Hall.
- Keskin, F. (2012). *Quantitative flood risk assessment with applicaton in Turkey*. (Doctoral dissertation). Retrieved from <https://etd.lib.metu.edu.tr/upload/12615024/index.pdf>
- Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10(6), 362.
- Kleinen, T., & Petschel-Held, G. (2007). Integrated assessment of changes in flooding probabilities due to climate change. *Climate Change*, 81, 283–312.
- Kundzewicz Z.W, Schellnhuber H.J. (2004). Floods in the IPCC TAR perspective. *Nat Hazards*, 31(1), 111–128. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000020257.09228.7b>
- Mahmoud, A. S., & Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers, China University of Geoscience*, 3(4), 407–428.
- Mayer, L. (1990). *Introduction to quantitative geomorphology*. Englewood Cliffs, New Jersey, NJ: Prantice-Hall International
- Milly, P. C. D., Wetherald, R. T., Dunne, K. A., & Delworth, T. L. (2002). Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415(6871), 514–517.
- Maden Tetkik ve Arama. (2002). *1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, İstanbul-İzmir paftası*. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Moglen, G. E., & Bras, R.L. (1995) The effect od spatial heterogeneities on geomorphic epression in a model of basin evolution. *Water Resources Research*, 31, 2613-2623.
- O'Callaghan J., & Mark D. M. (1984) The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision Graph Image Process*, 28, 323–344.
- Ouma, U. Y., & Tateishi, R. (2014). Urban flood vulnerability and risk mapping using integrated multi-parametric ahp and GIS: Methodological overview and case study assessment. *Water*, 6, 1515–1545.
- Orounye, E. D., Ezekiel, B. B., Atiku, H. G., E. Baba, E., & Musa, N. I. (2016). Drainage basin morphometric parameter of river Lamurde: Implication for hydrologic and geomorphic process. *Journal of Agriculture and Ecology Research International*, 5(2), 1–11.
- Orounye, E. D. (2016). Morphometry and flood in small drainage basin: Case study of Mayogwoi River Basin in Jalingo, Taraba State Nigeria. *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, 5(1), 1–12.

- Özdemir, H. (2007). *Havran çayı havzasının (Balıkesir) CBS ve uzaktan algılama yöntemleriyle taşkın ve heyelan risk analizi*. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Özdemir, H. (2011). Havza morfometrisi ve taşkınlar, fiziki coğrafya araştırmaları: Sistemik ve bölgesel. D. Ekinci (Ed.), *Havza morfometrisi ve taşkınlar içinde* (s. 507–526). İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları.
- Özdemir, H., & Bird, D. (2009). Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and dem in point of floods. *Environmental Geology*, 56, 1405–1415.
- Pachauri, R.K., & Reisinger, A. (2007). *IPCC fourth assessment report*. Geneva, Switzerland: IPCC.
- Patton, P. C. (1988). Drainage basin morphometry and floods. In V. Baker, C. Kochel and P. Patton (eds.), *Floods Geomorphology* (pp. 51–64). New York, NY: Wiley-Interscience.
- Patil., P. S. V., & Mali., P. S. (2013). Watershed characterization and prioritization of Tulasi subwatershed: A geospatial approach. *International Journal of Innovative Research in Science, Engineering and Technology*, 2(6), 2182–2188.
- Pareta, K., & Pareta, U. (2011). Quantitative morphometric analysis of a watershed of Yamuna Basin, India using ASTER (DEM) data and GIS. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 2(1), 248–269.
- Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, Hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1079–1083.
- Rana, N., Singh, S., Sundriyal, P. Y., Rawat, S. G., & Juyal, N. (2016). Interpreting the geomorphometric indices for neotectonic implications: An example of Alaknanda valley. *Journal of Earth System Science*, 125(4), 841–854.
- Ramu., & Mahalingam, B. (2012). Hypsometric properties of drainage basins in Karnataka using geographical information system. *New York Science Journal*, 5(12), 156–158.
- Reddy, G.P.O, Maji A.K, & Gajbhiye, K.S. (2004). Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in basaltic terrain, central India—a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 6(1), 1–16.
- Ritter, D.F., Kochel, R.C., & Miller, J.R. (1995). *Process geomorphology*. Dubuque, IA: William C. Brown.
- Samela, C., Manfreda, S., Paola, D. F., Giugni, M., Sole, A., & Fiorentino, M. (2016). Dem-based approaches for the delineation of flood-prone areas in an ungauged basin in Africa. *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(2), 1–10.
- Sanders, B. F. (2007). Evaluation of on-line DEMs for flood inundations modeling. *Advances in Water Resources*, 30, 1831–1843.
- Sarp, G., Gecen, R., Toprak V., & Duzgun, S. (2011, April). *Morphotectonic properties of Yenicaga Basin area in Turkey*. 34th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Sydney, Australia.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *GSA Bulletin*, 67, 597–646. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EOODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EOODSAS]2.0.CO;2)
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, İ. A. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadalarının tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği*, 1(3), 183–199.
- Smith, K. G. (1950). Standards for grading texture of erosional topography. *American Journal of Science*, 248, 655–668.
- Strahler, A. N. (1952). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transamer Geophys Union*, 38, 913–920.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V.T. (ed.), *Handbook of applied hydrology* (pp. 439-476). New York, NY: McGraw Hill.
- Şencan, A. (2007). *Biga çayı batı kesiminin jeomorfolojisi*. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Eesterbrooks, D. J. (1969). *Principles of geomorphology*. New York, NY: McGraw Hill.
- Tarboton, D.G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe. (1992). A physical basis for drainage density. *Geomorphology*, 5 59–76.
- Tekkanat, İ. S. (2015). *Porsuk çayı havzasında yağış şiddeti ile akarsu akımları arasındaki ilişki ve eğilimlerin analizi*. (Yüksek Lisans Tezi). Çanakkale 18 Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale.
- Türkeş, M., Erginal, E., Demirci, A. ve Ekinci, Y. L. (2008). Çanakkale yöresi Ambaroba ve Mazılık heyelanlarının jeofiziksel, klimatolojik ve jeomorfolojik analizi. M. Kadioğlu & A. Duran Şahin (Ed.), 5. *Atmosfer Bilimleri Sempozyumu bildiriler kitabı* içinde (s. 461–474). İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Türkeş, M., & Tatlı, H. (2011). Türkiye yağış bölgelerinin spektral kümeleme tekniğiyle belirlenmesi. In *Proceedings of the National Geographical Congress with International Participation* (CD-R). İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu.
- United Nations Office for Disaster Risk Reduction. (2002). *Guidelines for reducing flood losses*. Retrieved from <https://www.unisdr.org/we/inform/publications/558>
- United Nations Office for Disaster Risk Reduction., & Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. (2015). *The human cost of weather related disasters 1995-2015*. Retrieved from https://www.unisdr.org/2015/docs/climatechange/COP21_WeatherDisastersReport_2015_FINAL.pdf
- Verstappen, H. T. (1983). *Applied geomorphology*. Enschede, NL: ITC.
- Willgoose, G., & Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surf Processes Landform*, 23(7), 611–623.
- Zavoianu, I. (1985). Morphometry of drainage basins. In *Developments in water science* (Vol. 20). Amsterdam, Netherlands: Elsevier.



DOI: 10.26650/JGEOG418790

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

<http://jgeography.istanbul.edu.tr>


Marmara Denizi Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi

Morphometric Analysis of the Marmara Sea River Basins

Emre ELBAŞI¹, Hasan ÖZDEMİR²

¹İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, İstanbul, Türkiye

²İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul, Türkiye

ÖZ

Latince *Şekil Bilimi* anlamına gelen morfometrinin jeomorfoloji uygulamalarında kullanılan alt dalına jeomorfometri denmektedir. Jeomorfometri akarsu havzalarının sediman ve taşkın üretme potansiyellerini ortaya koyma ve yapının havza gelişimi üzerindeki etkisini gözlemleme konusunda kullanılan bir araçtır. Ülkemizde akarsu jeomorfolojisi çalışmaları genellikle nitel bilgi üzerine kuruludur. Az sayıdaki akarsu jeomorfometrisi çalışmaları ise tek bir havzayı veya birkaç alt havzayı kapsayan çalışmalardır. Bu durum ülkemiz akarsu havzaları hakkında genel morfometrik bilgilerin kısıtlı olmasına neden olmaktadır. Çalışma, ülkemizdeki bölgesel morfometri çalışmalarına başlangıç niteliğinde olup Marmara Denizi akarsu havzalarının morfometrik envanterini ortaya koyma amacını taşımaktadır. Çalışmada 10 metre çözünürlüklü SYM altlık olarak kullanılarak Marmara Denizi akarsu havzaları belirlenmiş, belirlenen havzalarda çatallanma oranı (Rb), yüzeysel akış uzunluğu (Io), tekstür oranı (T), drenaj yoğunluğu (Dd), akarsu sıklığı (Fs), Gravelius indeksi (Kg), havza rölyefi (Bh), engebелilik değeri (Rn), hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (Hi) hesaplanmıştır. Çalışma sonucunda Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan havzaların güney havzalarına kıyasla daha kısa boylu, uzunlamasına, düşük drenaj yoğunluğuna ve yüksek hipsometrik integral değerine sahip, tektonik olarak daha genç havzalar olduğu ortaya konmuştur.

Anahtar kelimeler: Jeomorfometri, coğrafi bilgi sistemleri, havza morfometrisi

ABSTRACT

Geomorphometry, the science of land-surface analysis, is widely used in geomorphology studies to understand the sediment- and flood-producing potentials of river basins. In Turkey, fluvial geomorphology studies are generally based on qualitative information, and there have been a few geomorphometry studies regarding a single river basin or several sub-basins. In general, however, there is limited morphometric information about river basins in Turkey. This study represents the first regional geomorphometry study in Turkey, and our objective is to understand the morphometric characteristics of the Marmara Sea river basins. For this purpose, we divided the Marmara Sea basin into 632 sub-basins and identified morphometric parameters for analysis. Then, we determined the bifurcation ratio (Rb), length of overland flow (Io), drainage density (Dd), texture ratio (T), stream frequency (FS), Gravelius index (Kg), basin relief (BH), ruggedness number (Rn), hypsometric curve (Hc), and hypsometric integral (Hi) of the basins. Based on topographic maps, we produced a 10-m resolution digital elevation model with which to define the parameters. Our study results reveal that basins located north of the Marmara Sea are tectonically younger, shallower, and longer in length, with lower drainage densities and higher hypsometric integral values than the southern basins.

Keywords: Geomorphometry, GIS, basin morphometry



Geliş tarihi/Received: 26.04.2018 • **Kabul tarihi/Accepted:** 01.06.2018 • **Online yayın tarihi/Online published:** 15.06.2018

Sorumlu yazar/Corresponding author: Emre ELBAŞI / emrelbasi@gmail.com

Atıf/Citation: Elbaşı, E., Özdemir, H. (2018). Marmara denizi akarsu havzalarının morfometrik analizi. *Coğrafya Dergisi*, 36, 63-84.
<https://doi.org/10.26650/JGEOG418790>

EXTENDED ABSTRACT

Geomorphometry was described by Pike (2000) as “*the science of quantitative land-surface analysis.*” Specifically, the science of geomorphometry is based on mathematics, computer science, and geoscience. Although Horton, a leading scientist in hydrology, pioneered the use of geomorphometric analysis in river basins, the term geomorphometry was first used by Chorley (1957). Strahler (1952) took the first step in river-basin geomorphometry, followed by Chorley (1975), Patton (1976), Keller and Pinter (2002) and Pike (2009).

The key focus in the study of river morphometry is to accurately determine the drainage network and watersheds. Until recently, the determination of rivers, as the basic units in fluvial morphology, has been performed by the digitalization of topographic maps. This method has constrained geomorphometry studies to within small areas or basins. Furthermore, due to cartographic constraints and the subjective judgments of cartographers, the blue lines indicating drainage areas on topographic maps do not fully reflect actual drainage networks. For these reasons, with the development of geographic information systems (GIS) and computer and space technologies, digital elevation models (DEMs) are now mainly used in geomorphometric analyses (Baumgardner, 1987; Ozdemir ve Bird, 2009; Özdemir, 2011; Özdemir, 2007; Prasannakumar, Vijith, & Geetha, 2013; Singh, Sarangi, & Sharma, 2008).

In the last 20 years, there have been many geomorphometric analyses of floods, soil erosion, morphotectonics, and limnology (Baumgardner (1987), Gardiner (1990), São, Southeastern, and Marco (2006), Ahmed, Chandrashekarappa, Raj, Nischitha, and Kavitha (2010), Guth (2011), Thomas, Joseph, Thrivikramji, Abe, and Kannan (2012), Aadil Hamid (2013), Magesh, Jitheshlal, Chandrasekar, and Jini (2013), Prasannakumar et al. (2013), Ashmawy, El-Wahed, Kamh, and Azim (2014), Ibrahim and Ahmed (2014), Rai, Mohan, Mishra, Ahmad, and Mishra (2014), Yunus, Oguchi, and Hayakawa (2014), Babu, Sreekumar, and Aslam (2014), Satish ve Vajrappa (2014), Kaliraj, Chandrasekar, and Magesh (2014), Farhan, Anbar, Enaba, and Al-Shaikh (2015), Abdel-Lattif and Sherief (2010), Arnous, Aboulela, and Green (2011), Chopra, Dhiman, and Sharma (2005), Esper Angillieri (2008), Ozdemir and Bird (2009), Özdemir (2011), Sunkar and Tonbul (2011), Youssef, Pradhan, and Hassan (2011), Pincott-Miller, MCGarry, Fairweather, and Srivastava (2012), Abdalla vd. (2014), Sharma, Mishra, and Panda (2014), Taylor, Bhatt, and Ahmed (2014), Malmaeus and Håkanson (2003), Håkanson, Gyllenhammar, and Brolin (2004), Marchi and Dalla Fontana (2005), Hlaing (2008), Singh vd. (2008), Bagyaraj (2011), Altaf, Meraj, and Romshoo (2014)).

Geomorphometric analyses have also been performed to determine the river basin characteristics in Turkey. However, these studies have been local in nature, having surveyed just one or two basins (Özdemir, 2009; Erginal, ve Cürebal, 2007; Karabulut, Küçükönder, & Topuz, 2013). Regional morphometry studies (e.g., sea-basin scale) are important for revealing the geomorphological character of an entire area. The widespread use of SYM has also served to enable regional-scale studies. By performing geomorphometric analyses, regional geomorphometries can be better understood.

Our aim in this study is to analyze the river basins that feed into the Marmara Sea as a basis for future studies. We intend to share the outputs of this study with geoscientists in the form of a GIS database.

The study area includes all the river basins feeding into the Marmara Sea, which is located in northwestern Turkey. We divided this area into two sections (north and south basins) by drawing a line through the Dardanelles–Marmara Sea–İznik Lake, and considered the physical characteristics of both (Figure 1). According to the meteorological stations operated by the General Directorate of Meteorology Affairs (MGM), the mean temperature of the study area is 14 °C and the annual mean precipitation is 676 mm (Figure 2). The study area also contains the most densely populated cities in Turkey, i.e., Istanbul, Bursa, and Çanakkale.

We used 1:25000 scaled digital topographic maps and 1:500000 scaled geological maps in our study. First, we produced a DEM using digital contour maps at 10 x 10-m resolution. Because the DEM provided base data for the study, we applied hydrological correction (filling sinks) to the data. After adapting the data for hydrological analysis, we determined the drainage network using the DEM and D8 algorithm (Jensen and Domingue, 1988). The D8 algorithm, which depends on the law of gravity, utilizes two key steps in determining a drainage network—the direction of the process of flow and the flow accumulation. We obtained the flow direction data (which contains

the water direction for each grid cell) and flow accumulation data (which contains cumulative flow values from upstream to downstream) using the DEM. Then, to identify the sub-basins, we used a GIS to manually determine the feed points of rivers feeding into the Marmara Sea. Because of the size of the study area and the scale we used, we excluded from our evaluation basins smaller than 1 km² in area. Lastly, we chose and applied parameters including the bifurcation ratio (Rb), length of overland flow (lo), texture ratio (T) (as linear morphometry,x); drainage density (Dd), stream frequency (Fs), Gravelius index (Kg) (as areal morphometry, x,y); basin relief (Bh), ruggedness number (Rn), hypsometric curve (Hc), and hypsometric integral (Hi) (as relief morphometry, x,y,z) to the Marmara Sea river basins.

The study results reveal that Marmara Sea river basins cover an area of 41136 km². There are 559 basins larger than 1 km² feeding into the Marmara Sea. In addition, we identified a total of 632 basins, with 14 feeding into the Marmara Sea from Marmara Island and 65 from Lake İznik (Figure 8). From our 10 morphometric analyses of the Marmara Sea river basins, we found the following:

- The Marmara Sea has wide range of associated basins ranging in size from 1 km² to 23807 km².
- Some basins are undergoing tectonic rejuvenation effects, whereas others are approaching equilibrium. The case closest to equilibrium is the Karamendere Basin on the Biga Peninsula.
- Longitudinal basins are generally seen in the western Bosphorus and the Armutlu Peninsula, whereas round basins are found south of the Marmara Sea.
- The texture values of the southern basins are higher, where the basins are more developed than those in the northern section.
- The drainage density is lower in the northern basins. The basins in the south are more fragmented by rivers, and their sediment transport capacities are higher than those of the northern basins. The sediment accumulation in the depressions and low-slope regions in the southern basins is evidence of this fact.
- The results of our hypsometric analyses indicate that Marmara Sea basins are at different erosion phases. Some basins have waterfalls due to tectonic activity or geological features, whereas others have meandering rivers. The hypsometric integral values are higher in the İzmit Gulf, Gallipoli Peninsula, south of the Ganos Mountain, and the Kapıdağ Peninsula, and are lower in the southern basins.

To further investigate the flood, tectonic, and land-surface processes at the regional scale, it would be beneficial to produce a morphometric inventory of Turkish basins.

1. GİRİŞ

Morfometri, şekilsel unsurların rakamlarla ifade edilmesidir. Coğrafi açıdan bakıldığında ise yer yüzü şekillerini ele alan jeomorfometri “*Kantitatif, arazi yüzeyi analizleri bilimi.*”dir (Pike, 2000). Morfometri; matematik, yer bilimleri ve bilgisayar bilimleri üzerine kurulmuş disiplinler arası bir bilimdir ve coğrafya ve jeomorfolojiden, toprak bilimleri, mühendislik ve askeri uygulamalara kadar birçok alanda göz önünde bulundurulmasıyla birlikte sadece sayısal tekniklerin bir bütünü olmaktan çıkıp kendisi bir bilim halini almıştır (Pike, 1995). Terim olarak ilk kez 1957’de Chorley tarafından kullanılan jeomorfometrinin akarsu havzaları üzerindeki temellerini ise hidroloji biliminin önde gelen isimlerinden Horton 1932’de atmıştır. Akarsu havzalarının karakteristik özelliklerini ve morfolojik süreçleri anlama konusunda çalışmalar yapan Horton’un çalışmalarını bir adım ileri götüren Strahler 1952’de hipsometrik eğrinin tanımını yapmıştır. Ayrıca Horton tarafından öne sürülen akarsu dizinleme yöntemini de bir sistematığe bağlamıştır. Sonraki dönemlerde Chorley (1972), Patton (1976), Keller ve Pinter (1996) ve Pike (2009) yaptığı çalışmalar ile akarsu morfometrisini günümüzdeki haline taşımışlardır.

Akarsu ağlarının ve havza sınırlarının doğru belirlenmesi, havza morfometrisi çalışmalarının temelini oluşturur. Flüvyal morfolojide şekillendirici etmen olan akarsuların belirlenmesi, son yıllara kadar topografya haritaları üzerinden sayısallaştırma yöntemi ile yapılmıştır. Bu durum oldukça zahmetli olmakla birlikte, morfometri çalışmalarını küçük alanlar veya tekil havzalar ile sınırlamaktaydı (Verstappen, 1983). Ayrıca topografya haritalarında drenajı temsil eden mavi çizgiler kartografik sınırlamalar ve kartografların subjektif yargıları nedeniyle gerçek drenaj ağını tam olarak yansıtamamaktadır. Bu sebeplerle; günümüzde de CBS, bilgisayar ve uzay teknolojilerinin gelişmesi ile birlikte jeomorfometrik analizlerde temel olarak Sayısal Yükselti Modelleri (SYM) kullanılmaktadır (Baumgardner, 1987; Özdemir, 2007; Singh, Sarangi ve Sharma 2008; Ozdemir ve Bird, 2009; Özdemir, 2011; Prasannakumar, Vijith ve Geetha, 2013).

Özellikle son 20 yıllık süreçte Coğrafi Bilgi Sistemleri ve bilgisayar teknolojilerinin gelişmesiyle morfometri konulu çalışmalarda büyük artış yaşanmıştır. Bu çalışmalar çeşitli alanlarda yapılmış olup, bazı çalışmalarda morfometri doğrudan çalışmanın ana konusunu oluştururken bazı çalışmalarda ise morfometrik indisler çalışmayı tamamlayıcı analizler olarak kullanılmıştır. Taşkın, heyelan, erozyon, havza yönetimi, tektonizma, morfoloji, limnoloji bu çalışma alanlarından bazılarıdır. Bu konularda yapılan çalışmalar ve çalışmalarda

morfometrinin kullanım alanları detaylıca incelenmiştir. Morfometrik analizlerin havza karakterini tanımlamada kullanıldığı en önemli yayınlar Baumgardner (1987), Gardiner (1990), São, Southeastern ve Marco (2006), Ahmed, Chandrashekarappa, Raj, Nischitha ve Kavitha (2010), Guth (2011), Thomas, Joseph, Thrivikramji, Abe ve Kannan (2012), Aadil Hamid (2013), Magesh, Jitheshlal, Chandrasekar ve Jini (2013), Prasannakumar vd. (2013), Ashmawy, El-Wahed, Kamh ve Azim (2014), Ibrahim ve Ahmed (2014), Rai, Mohan, Mishra, Ahmad ve Mishra (2014), Yunus, Oguchi ve Hayakawa (2014), Babu, Sreekumar ve Aslam (2014), K. Satish ve H. C. Vajrappa (2014), Kaliraj, Chandrasekar ve Magesh (2014), Farhan, Anbar, Enaba ve Al-Shaikh (2015) olarak gösterilebilir.

Sel ve taşkın konulu çalışmalarda morfometrik analizler akarsu hidrograflarının ve taşkın piklerinin tahmini, sediman yükünün değerlendirilmesi ve havzadaki erozyon derecesinin belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Bu çalışmalar Patton’un (1988) taşkınlar ve morfometrik analizler arasındaki ilişkiyi ortaya koyduğu temel çalışmanın üzerinde gelişmişlerdir. Bu çalışmalarda CBS ve UA yöntemleri tercih edilmiştir. Taşkın konulu çalışmalarda en sık tercih edilen morfometrik indisler çatalanma oranı, toplam akarsu uzunluğu, akarsu sıklığı, drenaj yoğunluğu, havza alanı, havza uzunluğu, havza çevresi, havza genişliği, yüzeysel akış uzunluğu, şekil indeksi, relief oranı, rölatif relief, engebelilik değeri, hipsometrik analizler ve tekstür oranıdır. Bu çalışmalardan en önemlileri Abdel-Lattif ve Sherief (2010), Arnous, Aboulela ve Green (2011), Chopra, Dhiman ve Sharma (2005), Esper Angillieri (2008), Ozdemir ve Bird (2009), Ozdemir (2011), Sunkar ve Tonbul (2011), Youssef, Pradhan ve Hassan (2011), Pincott-Miller, Mcgarry, Fairweather ve Srivastava (2012), Abdalla vd. (2014), Sharma, Mishra ve Panda (2014), Taylor, Bhatt ve Ahmed (2014) çalışmalarıdır.

Toprak erozyonu konulu çalışmalarda morfometrik analizler akarsuların aşındırma faaliyetlerinin ve taşınan sediman miktarının tahmininde kullanılmaktadır. Bu çalışmalarda kullanılan başlıca analizler drenaj yoğunluğu, akarsu sıklığı, form faktörü, dairesellik oranı, uzunluk oranı, tekstür oranı, yoğunluk katsayısı, hipsometrik eğri, hipsometrik integral ve yüzeysel akış uzunluğudur. Yüksek drenaj yoğunluğu, çatalanma oranı, tekstür oranı, yüzeysel akış uzunluğu havzaların akarsular tarafından fazla parçalandığını, aşındırma faaliyetlerinin yüksek olduğunu ve dolayısıyla havzalardaki erozif faaliyetlerin yüksek olduğunu göstermektedir. Uzunluk oranı, dairesellik oranı ve form faktör oranının yüksek olduğu akarsu havzaları erozif faaliyetlerin ve sediman taşınımının az olduğu havzalar olarak tanımlanmaktadır. Hipsometrik integral’in düşük olduğu

havzalar ise aşındırma faaliyetlerinin azaldığı havzaları temsil etmektedir. Morfometrik analizleri kullanarak yapılan erozif faaliyetler konulu çalışmalardan en önemlileri Malmaeus ve Håkanson (2003), Håkanson, Gyllenhammar ve Brolin (2004), Marchi ve Dalla Fontana (2005), Hlaing (2008), Singh vd. (2008), Bagyaraj (2011), Altaf, Meraj ve Romshoo'dır (2014).

Morfometrik analizler taşkın ve erozyon konuları dışında farklı konularda da kullanılmıştır. Bu konulardan en önemlileri morfotektonik ve limnolojilerdir. Morfotektonik konulu çalışmalarda morfometrik analizler tektonik yükselmenin derecesinin belirlenmesinde, tektonik faaliyetlerin akarsu havzalarına ve akarsu ağına etkilerinin saptanmasında kullanılmaktadır. Bu çalışmalarda en sık başvurulan analizler akarsu uzunluk-gradyan indisi, dağ cephesi eğrilik oranı, vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı ve drenaj havzası asimetri faktörüdür. Bu çalışmalardan en önemlileri Keller ve Pinter (1996), Hurtrez, Lucazeau, Lavé ve Avouac (1999), Grecu, Ghiță ve Săcrieru (2010), Bahrami (2013), Ket-Ord, Tangtham ve Udomchoke (2013), Doranti-Tiritan, Hackspacher, Souza ve Siqueira-Ribeiro (2014), Shukla vd.'dir. (2014). Limnoloji konulu çalışmalarda morfometrik analizler göl yapısının, göl tipinin, göllerdeki sedimentasyon derecesinin ve göllerdeki asılı yük miktarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Bu çalışmalar arasında Bloesch (1994; 1995), Håkanson (1994; 2005), Blais ve Kalff (1995), Malmaeus ve Håkanson (2003), Telteu ve Zaharia (2012) çalışmaları öne çıkan çalışmalardır.

Ülkemizde de gerek havza karakterlerinin ortaya konması için, gerekse farklı konularda yapılan çalışmalarda destekleyici veriler üretilmesi amacıyla morfometrik analizler kullanılmıştır. Fakat bu çalışmalar bir veya birkaç havzayı inceleyen, lokal çalışmalar şeklindedir (Erginal ve Cürebal, 2007; Karabulut, Küçükönder ve Topuz, 2013; Özdemir, 2009) Bölgesel morfometri çalışmaları (örneğin deniz havzası ölçeğinde) bütün bir alanın jeomorfolojik karakterini ortaya koyma açısından önem arz etmektedir. SYM kullanımının yaygınlaşması bölgesel ölçekli çalışmaların da önünü açmıştır. Ayrıca çalışmaların daha sistematik ve hızlı olmasını sağlamıştır. Jeomorfometrik analizlerin kullanıldığı çalışmalar göz önünde bulundurulduğunda bölgesel jeomorfometri çalışmalarının önemi daha net anlaşılabilir. Bu çalışmada literatürde eksikliği bahsedilen, bölgesel jeomorfometri çalışmalarına ve ülkemiz akarsu havzalarının jeomorfometrik envanterinin çıkartılmasına ilk adım atılmıştır. Akarsu havzalarının karakteristik özelliklerine bakarak sediment taşınım kapasitesi, taşkın üretme kabiliyeti ve erozyon duyarlılığı gibi konularda tahminler yürütülebildiği göz önüne alındığında; akarsu havzalarının fiziksel karakterinin

ortaya konması ihtiyacı meydana gelmiştir. Bu çalışmanın amacı Marmara Denizi'ne dökülen akarsu havzalarını havza morfometrisine bağlı olarak incelemek, havzaların şekilsel özelliklerinin havza hidrografına olan etkisini ortaya koymak, havzaların sel-taşkın ve sediment üretme kapasiteleri hakkında bilgi sahibi olmaktır. Çalışma ülkemizde bölgesel ölçekte yapılan ilk havza morfometrisi çalışmasıdır.

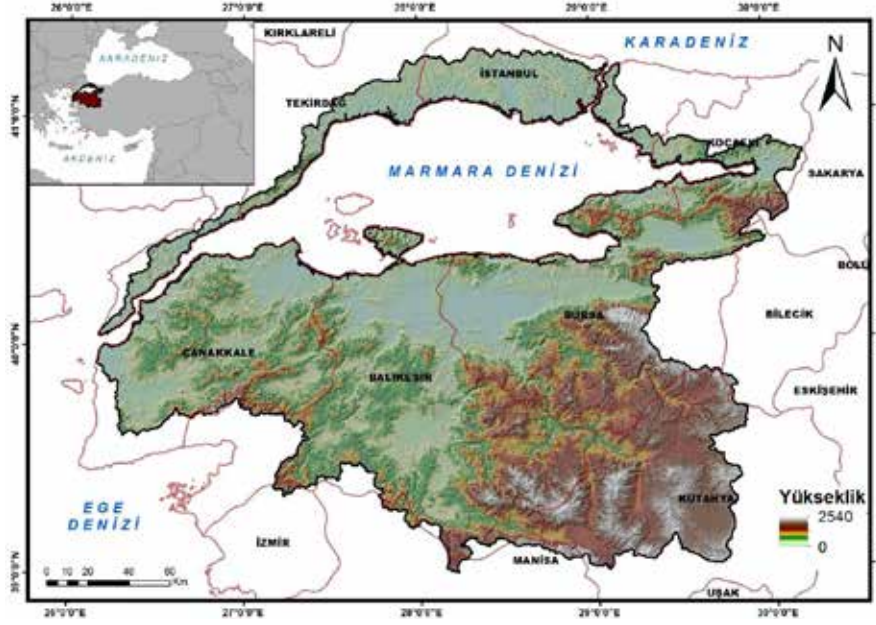
2. VERİ VE YÖNTEM

2.1. Çalışma Alanı

Çalışmanın kapsamı Türkiye'nin kuzeybatısında bir iç deniz konumundaki Marmara Denizi'ne dökülen tüm havzalardır. Ayrıca İznik Gölü havzaları da çalışmaya dâhil edilmiştir. Çalışma alanı Türkiye'nin en yoğun nüfuslu şehirlerini barındırmaktadır. Çalışma alanı havzaların fiziksel karakterleri göz önünde bulundurularak Çanakkale Boğazı-Marmara Denizi-İznik Gölü doğrultusunda bir hat çekilerek (kuzey ve güney havzaları olarak) ikiye ayrılmıştır. Sahanın en büyük yükseltisini Uludağ (2540 m.) oluşturmaktadır. Güneyde yükselti 1000 metrelerin üzerine çıksa da kuzeyde Ganos Dağı haricinde 600-700 metrenin üzerinde yükselti bulunmamaktadır. Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan bölgenin ortalama yükseltisi 122 metre iken güneyindeki bölgenin ortalama yükseltisi 525 metredir (**Şekil 1**).

Çalışma alanı jeolojik olarak çok çeşitli tür ve yaşta formasyonlar barındırmaktadır. Bu formasyonlar birbirlerine tektonik sınırlarla kenetlenmiş şekilde bulunmaktadır. Çalışma sahasının çeşitli yaşlardaki farklı jeolojik birimlerden oluşması, sahadaki havzaların gelişimlerine büyük etkide bulunmuşlardır. Bu çeşitlilik akarsuların yüzeysel akışlarını, havzalarını parçalama derecelerini, havza şekillerini ve bunların çalışma sahası içerisindeki lokasyonel dağılımlarını doğrudan etkilemiştir. Marmara Denizi havzasında aşınma karşı en yüksek dirence sahip kayalar Mesozoyik metagranitleri ve granitoidleri göze çarpmaktadır. Aşınım dirençleri daha düşük olan kayalar ise genel olarak Kuvaterner ve Senozoyik yaşlıdır (Şengör ve Ketin, 1989).

Çalışma alanı Alp – Himalaya orojenez sistemi üzerinde yer almakta olup tektonik olarak oldukça aktif bir bölgedir. Akarsu ağları, akarsuların erozif faaliyetleri, havza şekilleri bu özellik neticesinde şekillenmişlerdir. Tektonik hareketler sonucu yükselen bölgelerde akarsular aşındırma şiddetlerini arttırmış, daha derine kazmış ve kimi lokasyonlarda su düşüşleri meydana gelmiş; doğrultu atımlı faylar sonucu akarsularda kapmalar meydana gelmiştir ve akarsular havzalarını genişletmişlerdir.

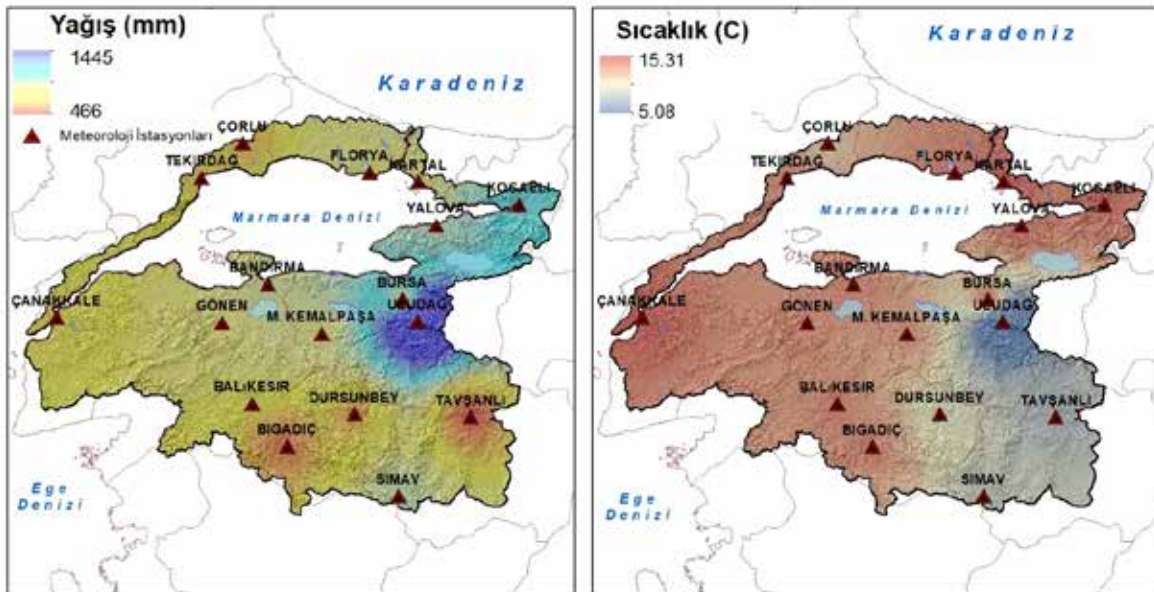


Şekil 1: Çalışma alanı.
Figure 1: Study Area.

Çalışma sahasının iklimi Akdeniz ile Karadeniz iklimleri ile karasal iklim arasında bir geçiş iklimi olarak tanımlanmaktadır (Güngördü, 1999; Koç, 1999). Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden (MGM) temin edilen 18 meteoroloji istasyonuna ait veriler göz önünde bulundurulduğunda; çalışma alanının ortalama sıcaklığı 14°C iken, ortalama yağış 676 mm'dir (Şekil 2).

Marmara Denizi havzası bitki örtüsü açısından da çeşitlilik arz etmektedir. Dağlık alanların kuzey yamaçlarında nemli

orman formasyonu, iç kesimlerde kuru orman formasyonu, kuzeye bakan kıyı bölgelerinde psödomaki, güneye bakan kıyı bölgelerinde ise maki formasyonu görülmektedir (Güngördü, 1999). Çalışma alanındaki böylesine çeşitli bitki örtüsü havzaların gelişiminde büyük rol oynamıştır. Yoğun orman ve orman altı örtüsünün bulunduğu sahalarda akarsuların aşındırma etkisinin azalmasına bağlı olarak havzaların yüksek kesimleri tasfiye olamamış, vadiler genişleme imkânı bulamamıştır. Bu durum havzaların morfolojik ve morfometrik özelliklerini doğrudan etkilemiştir.



Şekil 2: Marmara Denizi havzası yıllık toplam yağış ve sıcaklık ortalaması (30 yıllık) dağılışı.
Figure 2: Annual (30 years mean) total precipitation and temperature map of Marmara Sea Basin.

2.2. Veri ve Yöntem

Çalışmanın amacı ve kapsamı doğrultusunda altlık veri olarak 1:25000 ölçekli topografya haritaları ve 1:500000 ölçekli jeoloji haritaları kullanılmıştır. Kullanılan topografya haritalarının çözünürlüğü nedeniyle 10x10 metre çözünürlüğünde üretilen SYM temel girdi verisi olarak kullanılmıştır. SYM üretilirken vektör izohips verileri ve topo to raster (AnuDEM) yöntemi kullanılmıştır. İklim verileri Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir.

Marmara Denizi akarsu havzalarının morfometrik analizi başlıklı bu çalışma çoğu morfometrik çalışma gibi 5 aşamadan oluşmuştur. Bu aşamalar şunlardır:

- Yeryüzü örnekleme (Yükselti kademeleri hesaplanması)
- Örneklenen yükseltilerden yüzey modeli oluşturulması
- Oluşturulan yüzey modelindeki hataların ve bozuklukların giderilmesi
- Belirlenen parametrelerin oluşturulan yüzey modelinden temin edilmesi
- Sonuç formüllerinin ve modellerin parametrelere uygulanması (Pike, Evans ve Hengl, 2009).

SYM'ler akarsu ağı üretimi için yaygın kullanılan veri setleridir. Bu verileri hidrolojik analizlere uyumlu hale getirmek için ön işlemlerden geçirmek gerekmektedir. Bu doğrultuda üretilen SYM'deki boş pikseller CBS yöntemleri ile doldurulmuş ve hidrolojik analizlere uygun hale getirilmiştir. Akarsu ağı üretimi için Jenson ve Domingue (1988) tarafından geliştirilen D8 yöntemi kullanılmıştır (Şekil 3).



Şekil 3: D8 modeline göre akarsu ağı ve akarsu havzası üretim aşamaları.

Figure 3: Drainage network and watershed producing steps according to D8 algorithm.

D8 yöntemi, 8 yönlü akış modeli olarak da bilinir, SYM verisindeki her bir hücredeki akış yönünün, hücreye komşu olan toplam 8 hücreden hangisine olacağını hesaplanmasına dayanır.

Bu akış, fizik kurallarına bağlı olarak, 8 hücre içerisinde eğimin en dik olanına doğru olacaktır (Tarboton, 1997). Algoritmada suyun akışı tıpkı bir tepeden aşağıya akan su gibi artarak devam etmektedir (Jones, 2002). D8 modelinde akış yönü hesaplanması yapılırken merkezde kalan hücrenin 8 komşu hücresine değer ataması yapılmaktadır. Atanan değerler hücrelerin yükselti ve eğim derecelerine göre hesaplanmaktadır. Bu değerler merkezde yer alan hücreye düşen yağışın hangi yöne akışa geçeceğini hesaplanması ile belirlenmektedir. Değerler 1 ile 128 arasında değişmektedir. Toplam 8 adet değer mevcuttur ve her değer bir yönü ifade etmektedir (Şekil 4, Şekil 5, Şekil 6, Şekil 7).

32	64	128
16	1	1
8	4	2

Şekil 4: D8 Akım Algoritmasında hücrelere atanan değerler ve yönleri.

Figure 4: Cell values and cell directions according to D8 algorithm.

78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
64	58	55	77	31	74
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

2	2	2	4	4	8
2	2	2	4	4	8
1	1	2	4	8	4
128	128	1	2	4	8
2	2	1	4	4	4
1	1	1	1	4	16

Şekil 5: Örnek bir grid yükselti verisi (solda) ve bu verinin akış yönü modellenmesi ile oluşturulan akış yönü grid verisi (sağda).

Figure 5: Sample grid elevation data (left) and flow direction grid data which produced using the sample elevation grid data (right).

↖	↖	↖	↓	↘
↖	↖	↖	↓	↘
→	→	↘	↓	↓
↖	↖	→	↓	↓
→	→	→	→	←

Şekil 6: Akış yönü ve akım toplanma grid verisinin grafiksel gösterimleri.

Figure 6: Graphical demonstration of flow direction and flow accumulation grid datas.

Akış yönü grid verisi oluşturulduktan sonra yüzeyel akışın hangi yönde toplanacağını ve çizgisel akışa geçeceğini belirlemek için akım toplanma verisi oluşturulmuştur. Bu veri için yine D8 modeli algoritmaları kullanılmıştır. Algoritmada

0	0	0	0	0	0
0	1	1	2	2	0
0	3	7	5	4	0
0	0	0	20	0	1
0	0	0	1	24	0
0	2	4	7	35	2

Şekil 7: D8 akış algoritmasına göre akış yönü verisinden üretilen akım toplanma grid verisi.

Figure 7: Flow accumulation data values which generated from flow direction data using D8 algorithm.

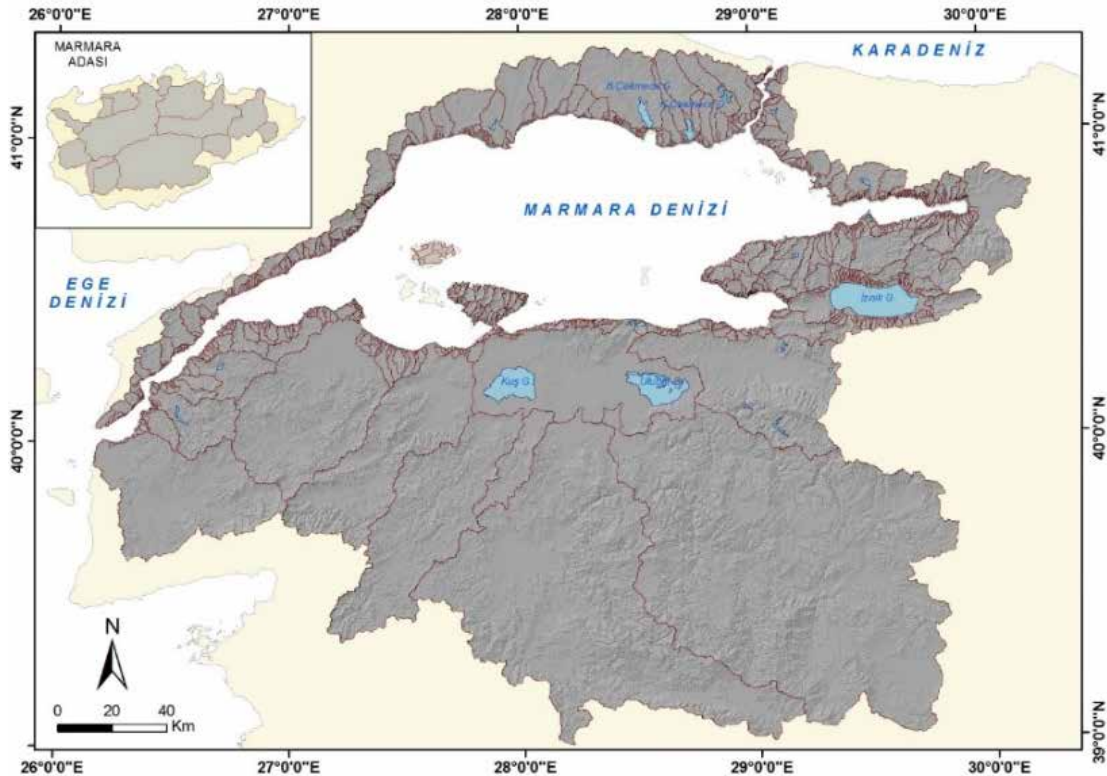
akım yönü belirlenen her hücreye kaç farklı hücreden akışın olacağı hesaplanmaktadır. Hesaplanan değerler toplanarak bir sonraki hücre hesaplamasında kullanılmaktadır ve böylece toplanan akım miktarına bağlı olarak hücre değerleri kaynaktan ağıza doğru kümülatif artmaktadır (Şekil 7).

Akım toplanması verisinden akarsu ağı üretilebilmesi için bir eşik hücre değeri tanımlanmalı ve bu değer üzerinde hücreler akarsu olarak nitelendirilmelidir. Eşik değeri, üretilen akarsu ağının gerçeği temsil kabiliyetini belirleyeceği için dikkatle seçilmelidir. Yüksek seçilen eşik değeri sonucunda kuru vadilerin ve küçük kolların temsil edilememesine; düşük seçilen değeri ise gerçekte

olduğundan daha fazla akarsunun ortaya konmasına neden olacaktır. Eşik değeri verinin çözünürlüğüne bağlı olarak değişiklik gösterdiği için literatürde bir standart mevcut değildir. Çalışmada farklı eşik değeri denenmiş, havzayı en iyi “1000” değerinin yansıttığı görülmüş, bu değeri kullanılarak akarsu ağı üretilmiştir.

Akarsu ağı üretilmesinin ardından Marmara Denizi alt havzalarının belirlenmesi için üretilen tüm akarsuların denize döküldüğü konumlara CBS ortamında el ile noktalar atılmıştır. Toplamda 1140 havza belirlenmiş, bu havzalardan 1 km²’den daha küçük alana sahip olanlar değerlendirmeye alınmamıştır. Çalışılan alanın büyüklüğü, kullanılan ölçek ve çok küçük havzaların genel morfolojik karakteri yansıtmaması bu tercihin başlıca sebepleridir.

Çalışmada uygulanacak morfometrik analizler seçilirken, analiz sonucunda elde edilecek bulguların havzayı morfolojik açıdan tanımlamaya yardımcı olacak analizler olmasına dikkat edilmiştir. Bu doğrultuda çizgisel (bir boyutlu, x) morfometrik analizlerden çatallanma oranı (Rb), yüzeysel akış uzunluğu (lo), tekstür oranı (T); alansal (iki boyutlu x,y) morfometrik analizlerden drenaj yoğunluğu (Dd), akarsu sıklığı (Fs), Gravelius indeksi (Kg); rölyef (üç boyutlu x,y,z) morfometrik analizlerden havza rölyefi (Bh), engebelilik değeri (Rn),



Şekil 8: Marmara Denizi akarsu havzaları.

Figure 8: Marmara Sea river basins.

hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (Hi) kullanılacak analizler olarak belirlenmiştir. Çalışma alanı hakkındaki sayısal jeomorfolojik verilerin daha kolay üretilebilmesi, verilerin analizlerinin daha sağlıklı ve kolay yapılabilmesi ve sonuçların bir veri tabanında düzenli şekilde tutulabilmesi ve paylaşılabilmesi için çalışmalar CBS ortamında yapılmıştır.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

10 m çözünürlüklü SYM verisi temelinde Marmara Denizi'nin toplam dreaj havzası 41136 km² olarak belirlenirken, Marmara Denizi'ne su taşıyan ve havza morfometrik analizde kullanılan 1 km²'den büyük drenaj havzasının toplam alanı ise 40880 km² olarak belirlenmiştir. 1 km²'den büyük havzaların sayısı 559'dur. Ayrıca Marmara Adası'nda hesaplanan 14 havza ve İznik Gölü'nde hesaplanan 65 havza da sayıya dahil edildiğinde 632 adet havza belirlenmiştir (**Şekil 8**).

Havzaların alan ortalaması 100,62 km² iken en büyük havza Susurluk havzasıdır (23807 km²). Buna rağmen Marmara Denizi havzalarının yaklaşık %75'inin alanı 10 km²'den daha azdır (**Şekil 9**). Kuzey havzalarının alansal ortalaması 20 km² iken güney havzalarının alansal ortalaması 188 km²'dir. Bu durum Marmara Denizi kuzeyi ve güneyi arasındaki topografik farklılıkları bir kez daha ortaya koymaktadır. Marmara Denizi'nin kuzeyinde havzalar topografya tarafından sınırlandırılmakta, dolayısıyla daha kısa boylu-küçük alanlı havzalar görülmekte iken; güneyde daha büyük, daha geniş havzalar görülmektedir.

Havzalar Strahler yöntemine göre sınıflanmış ve en yüksek oranda görülen dizinlerin 3 ve 4 dizinleri olduğu sonucuna varılmıştır. Bu sonuç, Marmara Denizi havzalarının çok büyük alanlara sahip olmadığını, akarsuların parçalanma derecesinin düşük olduğunu göstermektedir. Bunun nedenleri arasında

havzaların tektonik açıdan aktif olması ve bu nedenle havzaların çok iyi gelişmemesi gösterilebilir.

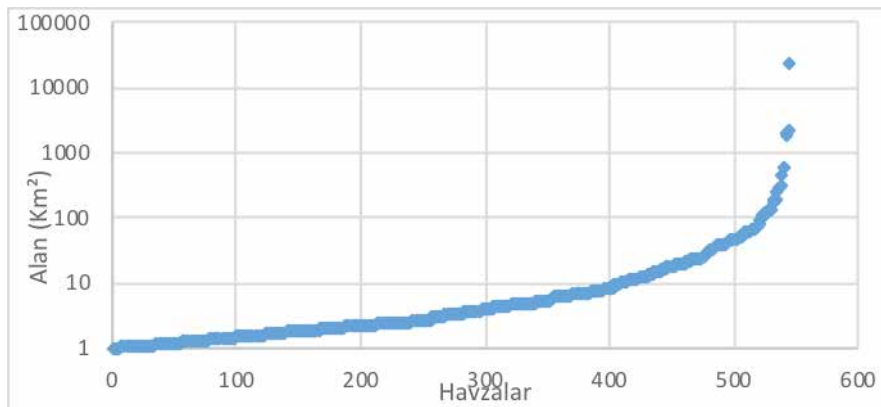
3.1. Çizgisel Morfometri

3.1.1. Çatallanma Oranı (R_b)

Çatallanma oranı (R_b) Horton tarafından Playfair yasası kullanılarak geliştirilen, Strahler akarsu dizin metodunu kullanan bir morfometrik orandır (Horton, 1932; Pike, 2009; Strahler, 1957). Playfair yasasına göre her nehir bir ana akışı besleyen yan kollardan oluşur, her kol kendi büyüklüğüyle orantılı bir vadide akar ve bu akışların tamamı vadi sistemlerini oluşturur, ayrıca akışlar birbiri ile etkileşim halindedir. Her akarsu kolu sonunda ana kanala ulaşır ve bu kolların ana kol üzerindeki etkisi kendi büyüklükleriyle orantılıdır. R_b, bir dizine ait akarsu kollarının toplam sayısının bir üst dizine ait akarsu kollarının toplam sayısına oranıdır ve:

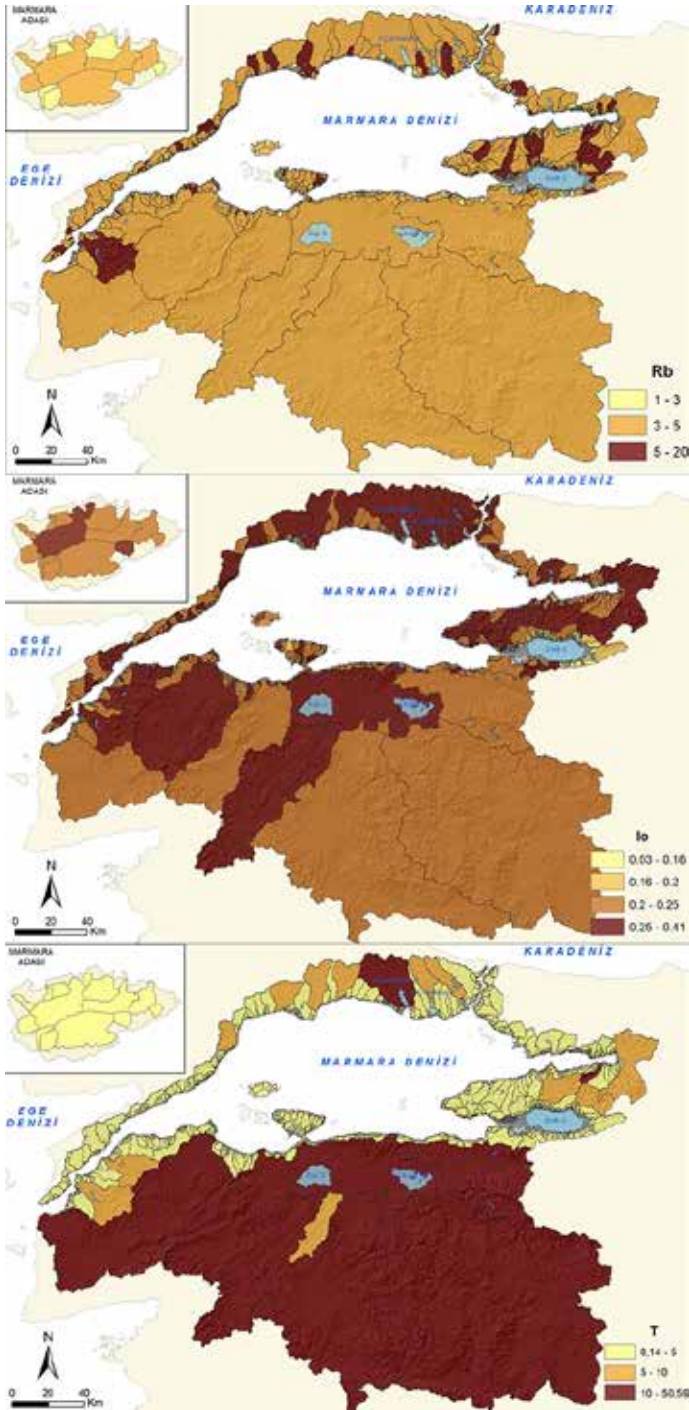
$$R_b = N_u / N_{(u+1)}$$

formülüyle ifade edilir. Formülde R_b, çatallanma oranını; N_u, herhangi bir akarsu dizinine sahip toplam kol sayısını; N_{u+1} ise bir üst dizine ait toplam kol sayısını ifade eder. R_b değeri her dizin için ayrı ayrı hesaplanır. Tüm dizinlerin ortalama R_b değeri ise havza ortalamasını verir. Horton'un akarsu dizin numaraları yasasına göre, ideal bir havzanın R_b değeri 3 olmalıdır (Horton, 1945; Scheidegger, 1968). Ayrıca genel olarak R_b değeri 3-5 arasında çıkan havzaların jeolojisi daha homojen bir yapıya sahiptir (Özdemir, 2011; Ritter, Kochel ve Miller, 2002; Verstappen, 1983). Buna rağmen R_b'nin sabit değerler üzerinden değerlendirilmesi her zaman doğru sonuçlar vermemektedir. Örneğin düşük R_b değerine sahip havzalarda akımlara ait hidrograflar daha keskin ve yüksek olurken, yüksek R_b değerine



Şekil 9: Marmara Denizi drenaj havzalarının alansal dağılışı.
Figure 9: Areal distribution of Marmara Sea river basins.

sahip havzalarda ise daha düşük ve devamlı olabilmektedir (Özdemir, 2011). Havzaların çatallanma oranları (Rb) incelendiğinde; ortalama çatallanma oranı 3,84 olarak hesaplanmıştır (Şekil 10). Bu değer Horton'un belirlediği Rb=3 değerine oldukça yakındır.



Şekil 10: Marmara Denizi havzaları çizgisel morfolometri özellikleri dağılışı.

Figure 10: Marmara Sea river basins' linear morphometric distribution map.

3.1.2. Yüzeysel Akış Uzunluğu (l_o)

Yüzeysel akış uzunluğu seyelan şeklinde akan suyun akarsu vadilerinde çizgisel akışa geçmeden önceki uzunluğunu ifade etmektedir (Horton, 1945). Yüksek derecedeki l_o değeri seyelan şeklindeki akışın miktarının da yüksek olduğu anlamına gelmektedir. İlk başta yüzeysel akış ile çizgisel akış arasında belirsizlik yoktur. Yüzeysel akış, yüzeyin ince bir tabakasında devamlılık göstermektedir. Fakat bu akış genellikle birkaç dakika içerisinde toprak tarafından absorbe edilmekte veya infiltrasyon ile kaybolmaktadır. Yüzeysel akış, yağış miktarının toprağın infiltrasyon kapasitesini geçmediği durumlarda daha yağıştan önce sona ermektedir (Horton, 1945). Yüzeysel akış uzunluğu drenaj yoğunluğu ile ilişkilidir ve bu ilişki şu şekilde formüle edilmektedir:

$$l_o = \frac{1}{2Dd}$$

Formülde l_o , yüzeysel akış uzunluğunu; Dd ise drenaj yoğunluğunu ifade etmektedir. Drenaj yoğunluğu alansal morfolometri kısmında incelenmiştir. Yüzeysel akış havzalardaki erozyon faaliyetlerini kontrol eden ana unsurlardan sayılmaktadır. Yüzeysel akış ile toprak erozyonu genelde iki, bazı durumlarda ise üç aşamadan meydana gelmektedir. Birinci aşama: toprak materyalinin kopartılması; ikinci aşama: kopartılan toprak materyalinin taşınması; üçüncü aşama: taşınan materyalin biriktirilmesi şeklindedir. Üçüncü durumun gerçekleşmediği akışlarda taşınan toprak parçası bir üst akışa aktarılmaktadır (Horton, 1945). Yüzeysel akış uzunluğu değeri drenaj yoğunluğu ile ters orantılı olduğu için çizgisel akışın az olduğu havzalarda yüksek değerler vermektedir. Bu havzalar genellikle dairesel şekilli olmaktadır (Özdemir, 2011). Ayrıca yamaç eğimlerinin yüksek olmadığı havzalarda değerler yüksek çıkmaktadır (Srinivasa Vittala, Govindaiah ve Honne Gowda, 2004). Marmara Denizi havzalarının ortalama l_o değeri 0,24'tür. Bu değer Marmara Denizi akarsu havzalarında yamaç eğimlerinin çok yüksek olmadığı, erozyon miktarının nispeten yüksek olduğu, alt havzaların bölgeye neredeyse homojen dağıldığını ortaya koymaktadır.

3.1.3. Tekstür Oranı (T)

Tekstür oranı (T) Strahler yöntemini kullanarak birinci dizindeki akarsu kollarının toplam sayısı ile havza çevresinin oranını ifade etmektedir (Horton, 1945; Özdemir, 2011). T değeri havzaların jeolojik özelliklerine, yüzeyin infiltrasyon kapasitesine ve havzanın bakı durumuna göre değişiklik göstermektedir (Rekha, George ve Rita, 2011). Yüksek T değeri

ana akarsu koluna su gönderen birinci dizindeki kolların sayısının çok olduğunu, düşük T değeri ise bu kolların az olduğunu gösterir (Özdemir, 2011).

$$T = N_{u1} / P$$

Marmara Denizi akarsu havzalarının ortalama T değeri 1,64'tür (**Şekil 10**). Maksimum değer 50,59 iken (Susurluk Havzası), minimum 0,14'tür. En yüksek T değerine sahip 10 havzanın 8'i Marmara Denizi güneyinde yer almaktadır. Güney havzalarının alansal olarak büyük oluşu, akarsuların havzalarını parçalayabilmesi için elverişli şartların bulunuyor oluşu bunun en büyük sebebidir.

3.2. Alansal Morfometri

3.2.1. Drenaj Yoğunluğu (Dd)

Temel akarsu uzunluğu ölçütü sayılan Drenaj Yoğunluğu (Dd), akarsu akış kanalı hakkında sabit olmayan yorumları stabil ve ayrıntılı açıklanabilen bir konuma getirmiştir. Bu kuram yer şekillerinin evrimini minimum matematik karmaşıklık kullanarak açıklamaktadır (Tarboton, Bras ve Rodriguez-Iturbe, 1992). Flüviyal morfoloji çalışmalarında en çok kullanılan iki terim “iyi direne olmuş” ve “kötü direne olmuş” akarsu havzası terimleridir. Bu terimler klasik fiziki coğrafya kitaplarında eskiden beri yer alan nitel ifadelerken, akarsu havzalarının karakteristiklerini ve drenaj gelişimini daha iyi ifade etme ihtiyacı doğmuştur. Bu ihtiyaç doğrultusunda kullanılan en basit ve belki de en kullanışlı araç, birim alan başına düşen akarsu uzunluğunu ele alan drenaj yoğunluğudur. Horton, drenaj yoğunluğunun doğru hesaplanabilmesi için topografik haritalarda yer alan ve akarsuları temsil eden mavi çizgilerin uzunluklarının toplamının, havza alanına bölünmesini tavsiye etmektedir. Bu doğrultuda drenaj yoğunluğunun formülü şu şekildedir:

$$D_d = \sum L / A$$

Dd, drenaj yoğunluğunu; L çizgisel akış uzunluğunu; A, alanı ifade etmektedir. Horton, akarsuları temsil eden mavi çizgiler hesaplanırken sadece daimi akarsuların değil, dönemlik akarsuların da alınmasının daha doğru olacağını belirtmiştir. Horton'un bu önerisi daimi akışı bulunmayan veya tamamen kurumuş vadilerin de drenaj yoğunluğuna etkisi olduğunu ifade etmektedir. Günümüzde CBS yöntemlerinin geliştirilmesiyle üretilen SYM'lerden akarsu havzaları ve yüzeysel akışlar üretilebilmektedir. Bu çalışmada da kullanılan yöntemlerle, topografik haritalarda mavi çizgi bulunmayan kurumuş vadiler dahi, bu vadiler yağışlı

dönemlerde su taşımaktadır, gösterilebilmekte ve analiz edilebilmektedir. Taşkınlar neden olan düzensiz ve gayrimuntazam akışlarda su bu kuru vadilerden akmaktadır. Bu vadilerin analizlere dâhil edilmesiyle akarsuların taşkın üretme ihtimalleri de ortaya konabilmektedir (Özdemir, 2011).

Horton'un drenaj yoğunluğu kuramı formülü, bu çalışmada da kullanılan diğer morfometrik analizlerden olan Yüzeüstü Akış Uzunluğu, birinci dizin akarsuları toplam uzunluğu, Akarsu Akış – Uzunluk oranı, akarsu sıklığı ve çatallanma oranı ile doğru orantılıken; toprağın hidrolik geçirgenliği ile ters orantılıdır. Bu orantı Montgomery ve Dietrich (1992) tarafından modellenmiştir. Kayaçların infiltrasyon kapasitesinin ve toprak geçirimsizliğinin düşük olması da yüzeysel akışın yeraltına sızamamasına ve Dd değerinin yüksek olmasına sebep olur (Sreedevi, Sreekanth ve Khan, 2013). Buna karşılık geçirgenliğin azaldığı alanlarda yüzeysel akışın artmasıyla akarsu aralıkları azalmakta ve yüksek Dd değerleri ortaya çıkmaktadır. Genel bir kural olarak, jeoloji ve eğim değerlerinin aynı olduğu alanlar, nemli bölgelerde yoğun bitki örtüsüne bağlı olarak infiltrasyonla su kaybı fazla olup Dd değeri azalırken, daha kurak bölgelerde ise bu durumun tam tersi meydana gelmekte ve Dd değeri artış göstermektedir. Bu da drenaj yoğunluğunun sadece jeolojiyi değil aynı zamanda iklimik jeomorfolojiyi de yansıttığını gösterir. Melton (1957) ve Madduma Bandara (1974), drenaj yoğunluğu ile Tornthwaite'in yağış tesirlilik indisi arasında ilişki kurmuştur. Buna göre; drenaj yoğunluğunun pik yaptığı yerler kurak iklim şartlarının hâkim olduğu ve bitki örtüsünün azaldığı alanlar olurken, drenaj yoğunluğunun arttığı ikinci bölgeler ise yoğun yağışlara bağlı olarak çok fazla vadi oluşumunun görüldüğü nemli tropikal bölgelerdir. Bu iki bölgedeki sediment birikim oranları da drenaj yoğunluklarına paralel olarak artış göstermektedir (Langbein ve Schumm, 1958). Sonuç olarak, bir akarsu ağının hidrolojik tepkisi direkt olarak havzanın drenaj yoğunluğuyla ilişkilidir. Çünkü drenaj yoğunluğunun (Dd) arttığı yerde yamaç eğimleri artarken yüzeysel akış uzunluğu (I_o) azalır (Özdemir, 2011).

Yüzeysel akarsular tarafından parçalanma oranını ortaya koyan drenaj yoğunluğu, birden fazla faktörün birbirleriyle etkileşiminin bir sonucu olduğu gibi kendisi de tek başına akarsuların su ve sediment taşınımı hakkında ipuçları vermektedir. Drenaj yoğunluğunu belirleyen etmenler arasında iklim, bitki örtüsü, toprak ve kayaç yapısı, relief özellikleri, aşınım ve birikim süreçleri bulunmaktadır (Malik, Bhat ve Kuchay, 2011). Düşük Dd değerine sahip havzalar yüzeysel suların yer altına sızdığı, yüksek Dd değerine sahip havzalar ise yüzeysel akış ile parçalanmanın fazla olduğu havzalardır (Özdemir, 2011).

Marmara Denizi akarsu havzalarının drenaj yoğunlukları hesaplandığında, ortalama drenaj yoğunluğu değerinin 2,08 olduğu ortaya çıkmıştır. Bu değer orta – düşük bir değer olup Marmara Denizi havzasının akarsular tarafından çok fazla parçalanmadığını, sahanın genel olarak az eğimli olduğunu, çok yüksek ve parçalı reliefin yer almadığını, yüzeysel akışın duyarlı bölgelerde yer altına sızabileceğini ortaya koymaktadır. Bu sızma yüzeysel akış miktarının azalmasına neden olmaktadır (Ozdemir ve Bird, 2009). En yüksek (3,55) ve en düşük (1,20) D_d değerleri nispeten küçük alanlı havzalarda (1,46 km² ve 1,68 km² kodlu havzalar) ölçülmüştür. Görece küçük alanlı havzalar morfolometrik değerler açısından uç sonuçlar verebilmektedir (Koshak ve Dawod, 2011).

Çok sayıda havzanın morfolometrik analizlerinin yapıldığı çalışmalarda, sonuçlar sınıflara ayrılıp yorumların daha kolay yapılması sağlanabilmektedir. Bu doğrultuda Marmara Denizi alt havzaları D_d değeri açısından 4 sınıfa ayrılmıştır. Bu sınıflar daha önce literatürde de kullanılmış olan değerlerden seçilmiştir.

Sınıflama değerleri:

- Düşük: 0 – 2
- Orta: 2 – 2,5
- Yüksek: 2,5 – 3
- Çok Yüksek: 3 ve üzeri şeklindedir (Malik vd., 2011).

Bunun sonucunda:

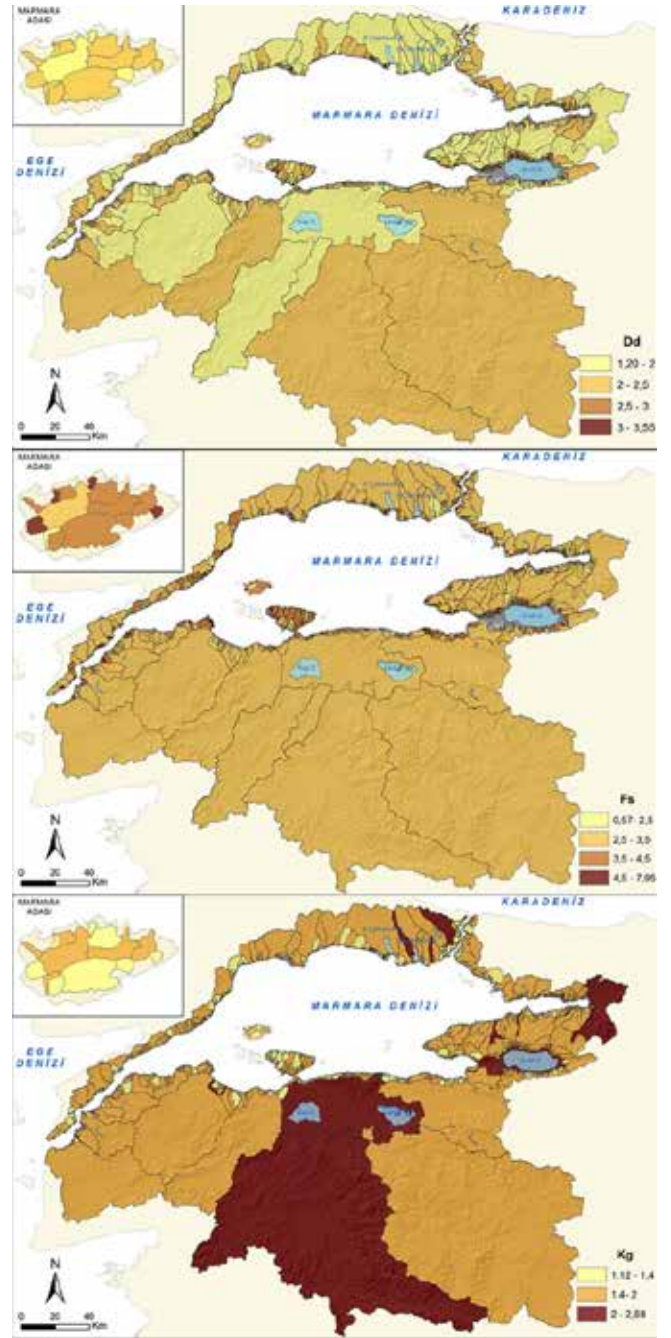
Tablo 1: Drenaj yoğunluğu sınıflaması.

Table 1: Drainage density classification.

D_d	Sayı	Yüzde
Düşük	284	44,94
Orta	272	43,04
Yüksek	60	9,49
Çok Yüksek	16	2,53

Tablo 1 incelendiğinde Marmara Denizi havzalarının %44,94'lük kısmının düşük D_d değerine sahip olduğu ortaya çıkmaktadır. Düşük ve orta D_d değerli havzalar tüm havzaların %87,97'sini oluşturmaktadır. Gerçekten de Marmara Denizi havzası kuzeyde penneleşmiş, güneyde ise KAF etkisi ile büyük depresyonların ve düzlüklerin oluşmuş olması sebebiyle akarsular tarafından çok fazla yarılmamış bir saha görünümündedir.

Marmara Denizi havzası kuzey ve güney olarak iki parça halinde incelendiğinde güney havzanın ortalama D_d değeri 2,09 olurken, kuzey havzanın ortalama D_d değeri 2,02 olmuştur. Bu sonuç Marmara Denizi havzasının kuzey kısmının güney kısmına göre akarsular tarafından ortalama yarıлма derecesinin çok az da olsa yüksek olduğunu göstermektedir (Şekil 11).



Şekil 11: Marmara Denizi akarsu havzaları alansal morfolometrik özellikleri dağılışı.

Figure 11: Marmara Sea river basins' areal morphometric distribution map.

3.2.2. Akarsu Sıklığı (F_s)

Horton (1945) tarafından bulunan bir diğer kuram olan akarsu sıklığı (F_s) havzadaki toplam akarsu kolu sayısının havza alanına bölünmesi ile elde edilmektedir.

$$F_s = \frac{N}{A}$$

Formüldeki F_s akarsu sıklığı; N , havzadaki toplam akarsu kol sayısını; A , havza alanını (km^2) ifade etmektedir.

Birim alan başına düşen akarsu kolu sayısını gösteren F_s , aynı D_d değeri gibi havza alanıyla birlikte değişkenlikler gösterdiği için tek başına bir anlam ifade etmemektedir. Bunun nedeni havza boyutları ile birlikte havzaların sahip olduğu küçük kolların sayısında ciddi değişiklikler olmasıdır. Buna rağmen yüksek F_s değeri genel olarak geçirgen olmayan zemin özelliklerini, seyrek bitki örtüsünü ve yüksek relief özelliklerini temsil etmektedir (Obi Reddy, Maji ve Gajbhiye, 2004; Ozdemir ve Bird, 2009; Özdemir, 2011). Ama çoğunlukla, drenaj yoğunluğu ve akarsu sıklığı arasında doğru orantı söz konusudur. Akarsu sıklığı üzerinde iklim, zeminin litolojik özellikleri, jeomorfolojik özellikler, bitki örtüsü, süre ve insan gibi çeşitli etmenlerin rolleri vardır (Hoşgören, 2001; Malik vd., 2011). Peltier (1962) ortalama eğim değerlerine sahip bölgelerden yarı kurak olanında akarsu sıklık değerini fazla, kurak bölgelerde çok az ve nemli bölgelerde orta değerlerde bulmuştur.

Marmara Denizi havzalarının akarsu sıklık ortalaması 3,33'tür. Bu değer bütün alt havzalarda akış olduğu varsayılarak ortaya koyulmuştur. F_s değerleri 0,57 - 7,95 arasındadır. Kuzey havzalarının ortalama değeri 3,30 iken güney havzalarının ortalama değeri 3,35'tir. Sonuçlardan Marmara Denizi akarsu havzalarının F_s değeri açısından daha homojen dağıldığı anlaşılmaktadır (**Şekil 11**).

3.2.3. Gravelius İndeks (K_g)

Gravelius indeks (K_g), havzalarının şekillerini açıklamaya yardımcı bir indekstir.

$$K_g = P/2\sqrt{\pi*A}$$

Formüldeki P , havza çevresini (km); π , pi sayısını (3,14); A ise havza alanını (km^2) temsil etmektedir. K_g değerinin küçük olması havzanın dairesel görünüm kazandığını ortaya koymaktadır. Havza şekilleri akım hidrograflarına etki etmektedir. Uzunlamasına havzalarda hidrograf düşük fakat devamlı iken, dairesel havzalarda pik hidrograflar görülmektedir (Özdemir, 2011). Marmara Denizi havzalarının ortalama K_g değeri 1,52'dir. En küçük değer 1,12 iken en yüksek değer 2,68'dir. Kuzey ve güney havzaları ayrı ayrı incelendiğinde: kuzey havzalarının ortalama değeri 1,51 iken güney havzalarının ortalama değeri 1,50 çıkmıştır (**Şekil 11**).

3.3. Rölyef Morfometri

3.3.1. Havza Rölyefi

Havzanın en yüksek noktası ile en düşük noktası arasındaki yükselti farkını ifade eden havza reliefi (B_h) aşağıdaki biçimde formüle edilmektedir.

$$B_h = H_{max} - H_{min}$$

Havza reliefi önemli morfometrik parametrelerdendir. Relief değerlerinin arttığı sahalarda daha dik yamaçlara ve yüksek yatak eğimlerine, bunun bir sonucu olarak düşük akım toplanma zamanına ve yüksek taşkın piklerine sahiptir. Ayrıca havza reliefi havzalardaki drenaj gelişimi, yüzeysel ve yeraltı su akımları, geçirgenlik, arazi yüzeylerinin gelişimi ve erozif faaliyetler açısından önemli bir rol oynar (Özdemir, 2011). Marmara Denizi akarsu havzalarının ortalama B_h değeri 413,18'tir.

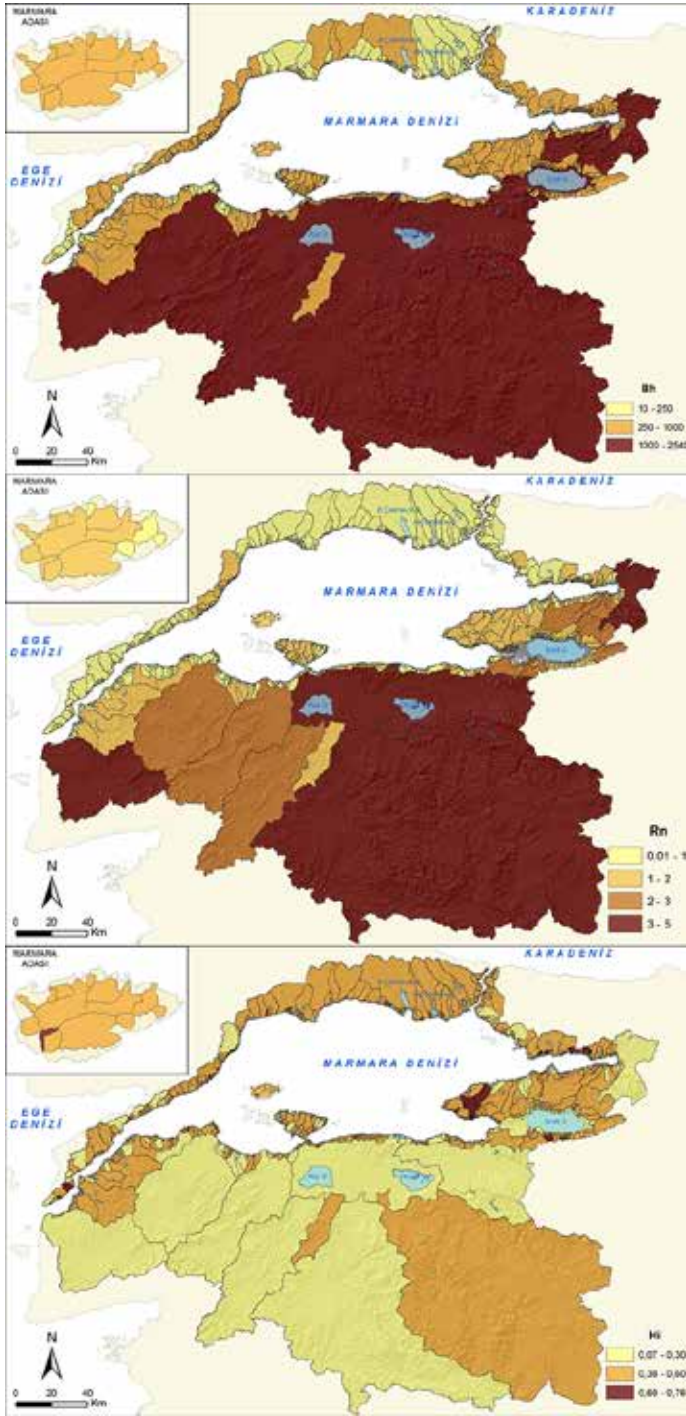
Bu değer çalışma alanındaki havzalarda yüksek yamaç eğimlerinin çok fazla yer almadığını, akım toplanma zamanının genel olarak yüksek olduğunu ve taşkın piklerinin çok fazla mevcut olmadığını göstermektedir. Kuzey havzalar ile güney havzaları karşılaştırıldığında kuzey havzalarının ortalama değeri 259,57 iken güney havzalarının ortalama değeri 457,17'dir. Aradaki bu yüksek fark Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan sahaların genel olarak peneplen halindeki plato karakterinde olmasından, havza boylarının ve alanlarının çok büyük olmamasından, bölgede yüksek sahaların ve dağlık alanların yer almamasından kaynaklanmaktadır. Değerler arasındaki farktan kuzey havzalarının güney havzalarına oranla daha az eğimli yamaçlara, daha yüksek akım toplanma zamanına ve daha az taşkın piklerine sahip olduğunu ortaya koymaktadır (**Şekil 12**).

3.3.2. Engebelilik Değeri (R_n)

Engebelilik değeri (R_n) drenaj yoğunluğu ve rölyefin ortak ürünüdür.

$$R_n = D_d \times B_h$$

Boyutsuz bir tanım olması sebebiyle farklı sahalardaki havzalarla karşılaştırması rahatlıkla yapılabilir. R_n değeri, yüksek D_d değeri ve alçak rölyefe sahip havzalar ile düşük D_d değeri ve yüksek rölyefe sahip havzalarda yakın değerler vermektedir. Yüksek taşkın riskine sahip havzalar genel olarak yüksek R_n değerine sahip, iyi drene olmuş, vadi yamaçlarındaki yüzeysel akış minimum düzeyde ve yüksek



Şekil 12: Marmara Denizi havzaları rölyef morfometri özellikleri dağılışı.

Figure 12: Marmara Sea river basins' relief morphometric distribution map.

kanal eğimine sahip olan havzalardır. Bu karakterlere sahip olan fakat düşük Rn değerine sahip havzalar ise aynı miktarda yağış aldıkları varsayıldığı durumlarda dahi daha düşük taşkın piklerine sahiptirler. Ayrıca Rn değeri yüksek havzalarda pik akımlarının yüksek olmasına bağlı olarak erozif faaliyetler de

artmaktadır (Ozdemir ve Bird, 2009; Özdemir, 2011; Patton ve Baker, 1976). Marmara Denizi havzalarının ortalama Rn değeri 0,86'dır. Minimum ve maksimum değerler 0,01 – 5,40 arasında değişmekteyken, medyan değer 0,71'dir. Ortalama değerler dikkate alındığında Marmara havzalarının yarıлма derecelerinin çok yüksek olmadığı anlaşılmaktadır. Değerlere göre erozif faaliyetler şiddetli değildir ve pik akım ihtimali çok fazla görülmemektedir. Havzalar kuzey ve güney havzaları olarak incelendiğinde; kuzey havzaları ortalama değeri 0,52 iken güney havzaları ortalaması 1'dir. Böylece Marmara Denizi'nin güneyinde yer alan havzaların kuzeydeki havzalara göre daha fazla parçalandığı, erozif faaliyetlerin daha yüksek olduğu, relief ve drenaj yoğunluklarının kuzey havzalara göre daha yüksek olduğu, pik akımların daha fazla olduğu ortaya çıkmaktadır. En yüksek Rn değerine sahip 10 havzanın tamamının güneyde yer alması bunu kanıtlar bir niteliktedir. Ayrıca bu 10 havzanın toplam alanı tüm çalışma alanının yaklaşık %75'ini oluşturmaktadır (Şekil 12).

3.3.3. Hipsometrik İntegral

Hipsometrik integral (H_i ; hipsometrik indeks veya yükselti/alan oranı) hipsometrik eğrinin altında kalan toplam alanı ifade etmektedir. Bir havzanın hipsometrik eğrisini karakterize etmenin en kolay yolu olan H_i 'nin hesaplanmasında havzanın en düşük, en yüksek ve ortalama yükseltileri kullanılır.

$$H_i = \frac{\bar{H} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$$

Formülde \bar{H} , ortalama havza yüksekliğini; H_{min} , minimum havza yüksekliğini; H_{max} ise maksimum havza yüksekliğini ifade etmektedir. H_i değerinin belirlenmesinde kullanılan bu 3 değerden minimum ve maksimum yükseklikler topografik haritalardan veya sayısal yükselti modellerinden kolaylıkla elde edilmektedir. Ortalama yükseklik ise medyan değer olmayıp, sayısal yükselti modellerindeki histogramlardan elde edilebilen ortalama yükselti değeridir (Keller ve Pinter, 1996; Özdemir, 2011). Marmara Denizi akarsu havzalarının ortalama H_i değeri 0,42'dir (Tablo 2). Değerler 0,0 – 0,76 arasında değişmektedir. Ortalama değer dikkate alındığında Marmara Denizi havzaları fizyografik olarak olgun – yaşlı görünümündedir. Havzalar kuzey ve güney olarak iki parçaya incelendiğinde ise kuzey havzalarının ortalama H_i değeri 0,44 çıkmaktadır. Güney havzasında ise ortalama değer 0,40'tır. Kuzeyde yer alan havzaların H_i değeri 0,50'nin üzerine olanlar, güneydeki havzalara göre daha fazladır. Güneyde ise daha düşük H_i değerli havzalar göze çarpmaktadır (Şekil 12). Bu sonuçlar da daha

Tablo 2: Marmara Denizi drenaj havzalarının alansal dağılışı.**Tablo 2:** Areal distribution of Marmara Sea river basins.

	Formül	Minimum	Maksimum	Ortalama	Medyan	Standart Sapma
Alan (km ²)	-	1,00	23807,32	100,62	3,42	1076,14
Çevre (km)	-	4,03	1097,55	22,88	9,88	65,71
Toplam Akarsu Uzunluğu (km)	-	1,32	47386,56	197,69	7,04	2144,80
Çatallanma Oranı	N_u/N_{u+1}	1	20	3,84	3,75	1,54
Yüzeysel Akış Uzunluğu	$1/2Dd$	0,03	0,42	0,24	0,24	0,05
Tekstür Oranı	N_{u+1} / P	0,14	50,59	1,64	0,91	3,25
Drenaj Yoğunluğu (km/km ²)	$\Sigma L / A$	1,20	3,55	2,08	2,04	0,35
Akarsu Sıklığı	N / A	0,57	7,96	3,33	3,26	0,88
Gravelius İndeksi	$P/2\sqrt{\pi * A}$	1,13	2,69	1,52	1,49	0,22
Havza Reliifi (m)	$H_{max} - H_{min}$	10	2540	413,18	333	307,58
Engebililik Değeri	$D_d \times B_h$	0,01	5,40	0,87	0,71	0,65
Hipsometrik İntegral	$\frac{\bar{H} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$	0,07	0,76	0,42	0,43	0,12

önceki analizleri kanıtlar nitelikte olup Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan havzaların güneyde yer alan havzalara oranla daha genç olduğunu, havzanın tektonik olarak daha aktif olduğunu ortaya koymaktadır.

3.3.4. Hipsometrik Eğri

Yüksekliğin havza içerisindeki dağılımını gösteren hipsometrik eğri (hipsografik eğri), aşınım süreçleri ve havzanın evrimi hakkında önemli deliller göstermektedir. İki temel formu bulunan hipsometrik eğrinin en temel formu ölçülmüş kesin ölçüler kullanılarak belirlenmektedir. Bu formda ordinatta yükselti basamakları metrik olarak çizilirken; apsiste verilen yüksekliğin üzerinde kalan alanlar metrekare cinsinden çizilmektedir. Bu metod kümülatif bir eğri üretmekte ve her nokta o yüksekliğin üzerindeki alanı temsil etmektedir. Erozyonal faaliyetlerin bölgeler arasındaki farkları incelenmek istediğinde hipsometrik eğrinin bu biçimi bazı eksiklikler ortaya koymaktadır. Kesin ölçüler kullanılan bu biçimde farklı alanlara

ve yükseltilere sahip havzalarda sonuçlar karşılaştırma ve yorumlama açısından zorluklar çıkarmaktadır. Bu yöntemin yerine oransal hipsometrik eğri yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntem yükselti ve alandan bağımsız olarak tamamen boyutsuzdur (Özdemir, 2011; Strahler, 1957; Zavoianu, 1978).

$$y = \frac{h}{H} \quad x = \frac{a}{A}$$

Oransal hipsometrik eğride belirlenen bir yüksekliğin (h) havza reliefine (H) bölünmesi ile ordinat çizilirken, belirlenen yüksekliğin üzerinde kalan alanın (a) toplam havza alanına (A) bölünmesi ile apsiste çizilmektedir. Yükselti ve alandaki metrik ifadelerin kendi cinslerinden ifadelere bölünmesi sebebiyle sonuç boyutsuz çıkmaktadır. Ayrıca önceki yöntemle karşılaştırıldığında oransal yöntemde değerler 0 – 1 arasında yer alacağı için yeryüzünün herhangi bir noktasındaki havzanın başka bir havza ile karşılaştırılması ve kıyaslaması yapılabilir. Oransal hipsometrik eğri havzanın alanından, şeklinden ve yükseltisinden bağımsızdır (Keller ve Pinter, 1996). Hipsometrik eğri havzanın

fizyografik yaşı hakkında bilgiler vermektedir. İç bükey eğriler havzanın büyük ölçüde aşındığını, yaşlılık evresinde olduğunu, akarsuların akımının ve buna bağlı olarak aşındırma gücünün azaldığını göstermekteyken; dış bükey eğriler havzanın aşındırma evresinin henüz başında olduğunu, akarsu akımlarının yüksek olduğunu ve güçlü aşındırma gücünü göstermektedir (Özdemir, 2011). Hipsometrik eğriler her zaman düzenli bir form göstermeyebilirler. Kimi havzalarda eğriler bazı noktalardan itibaren dikleşebilir veya ani şekilde yön değiştirebilir. Bu şekilde eğriler gösteren havzalar tektonik olarak aktif olabileceği gibi, farklı aşınım direncine sahip kayalardan oluşuyor olabilir. Hipsometrik eğrilerdeki bu düşüşler havzalarda su düşüşlerinin varlığı hakkında ipuçları vermektedir. Marmara Denizi havzaları arasında özellikle kuzey havzalarının hipsometrik eğrileri bu tarz anomaliler göstermektedir.

Kuzey havzalarının karşılaştırmalı hipsometrik eğrileri oluşturulurken İstanbul Boğazı'nın batısında ve doğusunda kalan havzalar ayrı ayrı ele alınmıştır. Kocaeli yarımadasında KAF'nın havzaların çok yakınından, kimi havzalarda merkezinden geçmesi; buna karşılık Çatalca yarımadasında KAF'nın kıyından 20 km'den daha büyük uzaklıklarda yer alıyor olması bu ayrımın başlıca nedenidir. Böylelikle tektonizma ve faylanmanın iki yarımada üzerindeki havzalara etkisi net bir şekilde ortaya konmuştur. Kocaeli Yarımadası'nda yer alan akarsu havzalarında özellikle havzaların alt kısımlarında KAF'nın etkisi aşikârdır. Havzalar arasında fay hattının etkisinde olan havzalar ve bu etkiden uzak havzalar Şekil 18'de içbükey ve dışbükey hipsometrik eğriler ile ayırt edilebilmektedir. Yapılan arazi

çalışmalarında, hipsometrik eğrilerin anomali gösterdiği noktalarda, faylanmalar ve buna bağlı su düşüşleri görülmüştür (**Fotoğraf 1**).

Çatalca yarımadasındaki havzalar ise tektonik olarak aktif bir bölgede yer almasına karşın, KAF'nın çizgisel hattından nipten uzakta yer aldığı için hipsometrik Kocaeli Yarımadası'nda bulunan havzalara göre daha düzenli dağılım göstermiştir. Bu havzaların hipsometrik eğrilerinde eğim kırıklıklarını ve farklı aşınım dönemlerini gösteren anomaliler daha azdır (**Şekil 13**).

Marmara Denizi'nin güneyinde yer alan drenaj havzalarının hipsometrik eğrilerinde bir bütünlük göze çarpmaktadır. Eğrilerde arasında ufak anomaliler gösteren havzalar bulunsa da, genel eğri trendi düzenlidir. Fakat güney havzalarını kuzey havzalarından ayıran en büyük fark olan havzaların bulunduğu aşınım dönemleri hipsometrik eğrilerde de göze çarpmaktadır. Güney havzalarının hipsometrik eğrileri kuzey havzalarına oranla havzaların daha “olgun – yaşlı” olduğunu ispatlamaktadır (**Şekil 15**).

3.4. Marmara Havzalarının Morfometrik Ortalamaları

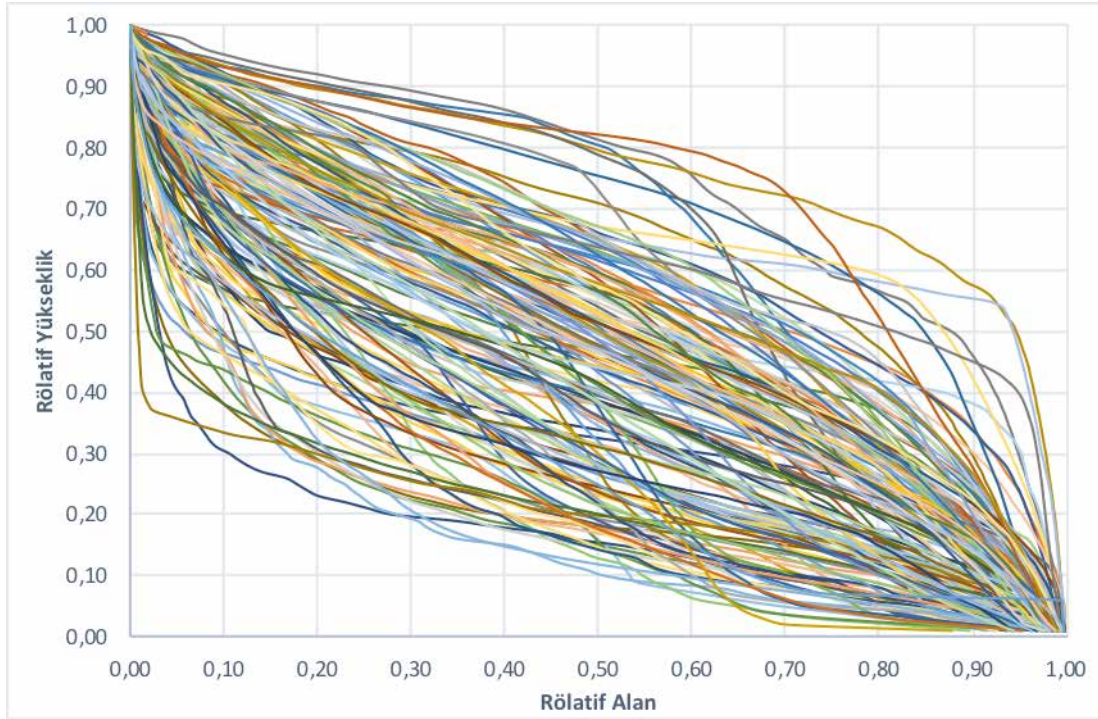
Marmara Denizi drenaj havzalarına uygulanan tüm morfometrik analizlere ait değerler, havzaların Marmara Denizi drenaj havzasındaki genel değerinin saptanması amacıyla, her analizin en büyük değerine bölünerek 0-1 arasında normalize edilmiştir. Normalize edilen değerlerin aritmetik ortalaması



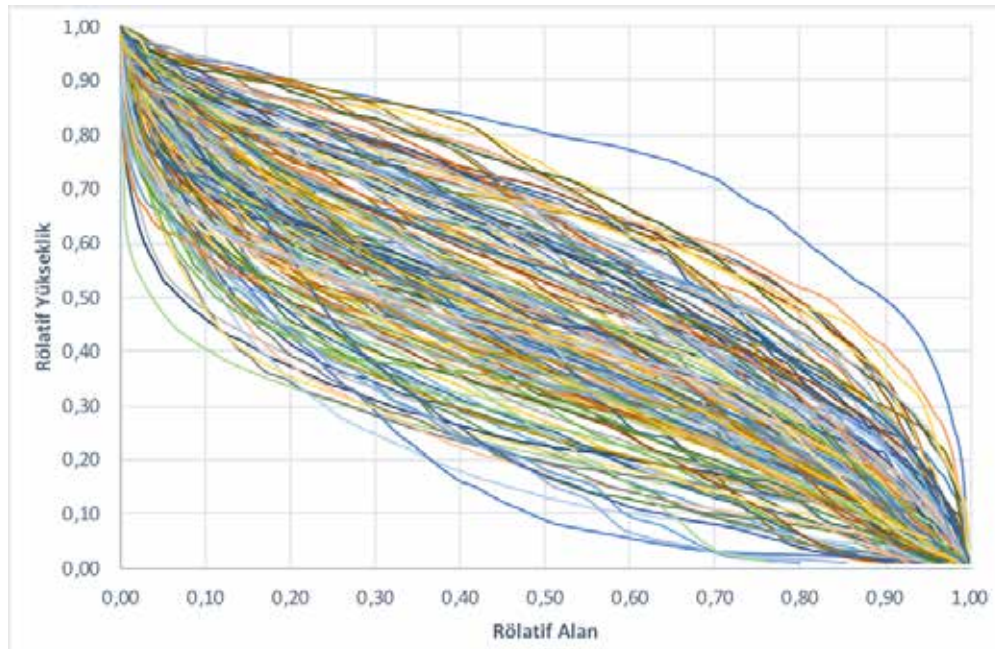
Fotoğraf 1: Hipsometrik eğrilerin düştüğü noktalarda görülen su düşüşleri.
Photo 1: Waterfalls seen at where the hipsometric curves fall.

alınarak Marmara Denizi drenaj havzalarına uygulanan morfometrik analizlerin ortalamaları ortaya konulmuştur (Şekil 16). Buna göre morfometrik değerleri yüksek olan havzalar Marmara Denizi'nin güneyinde toplanmaktadır. Yüksek ortalama sahip drenaj havzalarının genellikle büyük alana

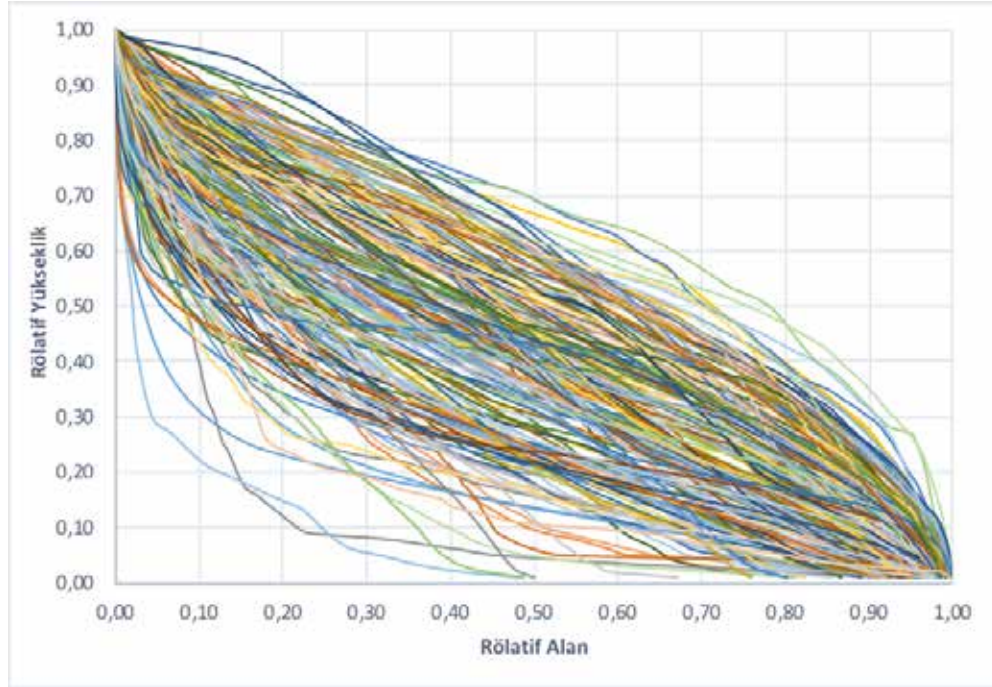
sahip havzalar olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu durum Marmara Denizi drenaj havzalarında alanın morfometrik parametreler üzerinde önemli bir yeri olduğunu göstermektedir. Kuzeyde yer alan havzalar ise alçak relief ve küçük havza alanlarının etkisiyle daha düşük ortalamalar göstermiştir.



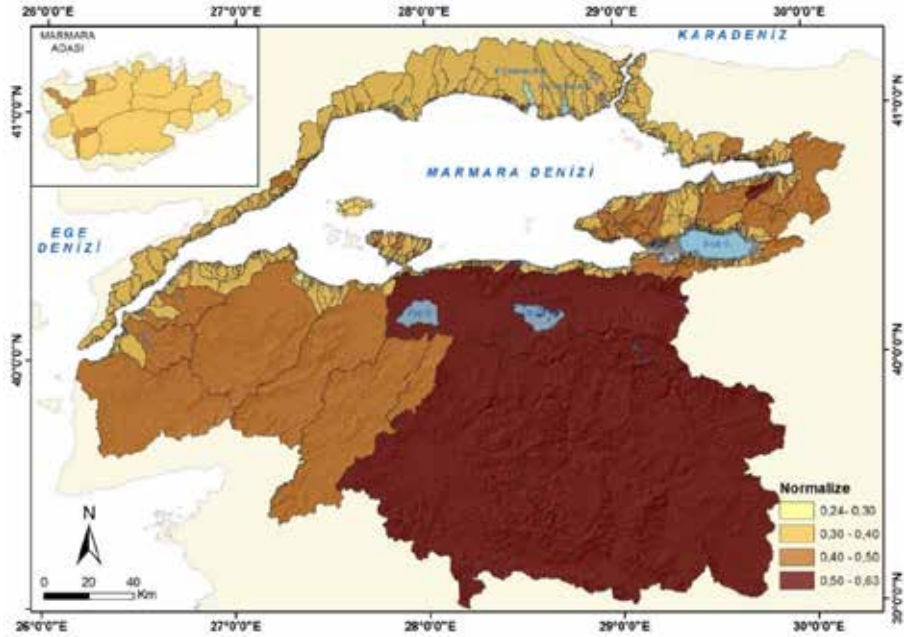
Şekil 13: Marmara Denizi kuzey havzalarının Kocaeli Yarımadası içerisinde kalan kısmının hipsometrik eğrileri.
Figure 13: The hipsometric curves of the northern basins of the Marmara Sea within the Kocaeli Peninsula.



Şekil 14: Marmara Denizi kuzey havzalarının Çatalca Yarımadası içerisinde kalan kısmının hipsometrik eğrileri.
Figure 14: The hipsometric curves of the northern basins of the Marmara Sea within the Çatalca Peninsula.



Şekil 15: Marmara Denizi güneyinde yer alan havzaların hipsometrik eğrileri.
Figure 15: The hypsometric curves of the basins located to the south of the Marmara Sea.



Şekil 16: Marmara Denizi drenaj havzalarına uygulanan morfometrik analizlerin 0-1 arasındaki ortalamalarının dağılışı.
Figure 16: Mean distribution (0-1) of all morphometric parameters applied to Marmara Sea river basins in this study.

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Marmara Denizi akarsu havzaları belirlenmiş ve bu akarsulara 10 adet morfometrik analiz CBS yöntemleriyle uygulanmıştır. Bu doğrultuda sahanın 10 metre çözünürlüklü Sayısal Yükselti Modeli oluşturulmuş, D8 akım toplanma modeli

kullanılarak akarsu ağları belirlenmiştir. Oluşturulan sayısal verilere morfometrik analizler uygulanmış Marmara Denizi akarsu havzalarının morfometrik karakterleri ortaya konmuştur. Buna göre:

- Marmara Denizi'nde alansal olarak çok çeşitli havzalar bulunmaktadır. En büyük havza Susurluk Havzası'dır. Bu

havzada akarsular kıyıda daha iç kesimlere kadar uzanabilmiştir.

- Çalışma sahasındaki havzalar geometrik olarak farklı karakterler barındırmaktadır. Genellikle kısa boylu akarsuların yer aldığı havzalar uzunlamasına görünüme sahipken, daha fazla gelişebilmiş ve uzun boya sahip akarsular daha yuvarlak havzalara sahiptir. Bu durum havzaların taşkın üretme karakterlerini de ortaya koymaktadır. Uzunlamasına havzalar genellikle İstanbul Boğazı'nın batısı ve Armutlu Yarımadası'nda görülmekteyken, Marmara Denizi'nin güneyinde yayılış göstermiştir.
- Marmara Denizi'nin kuzeyindeki ve güneyindeki havzaların morfolojik farkını ortaya koyan analizlerden diğeri Tekstür Oranı'dır. Havzaların daha fazla geliştiği ve birinci dizinden akarsuların daha fazla olduğu güney havzaların T değeri kuzey havzalarından daha fazladır.
- Drenaj Yoğunluğu kuzey havzalarında güney havzalarına göre daha düşüktür. Buna göre güneyde akarsular havzalarını daha fazla parçalamışlardır, sediman taşınım kapasitesi güneyde daha fazladır.
- Büyük alanlı havzalarda akarsu sıklığı oranı daha düzenli dağılmışken, küçük havzalarda bu oran yüksektir. Bu durum küçük alanlı havzalarda birim alan başına düşen akarsu kolunun fazla olduğunu göstermektedir.
- Havzalar farklı yüksekliklere kadar çıkabiliyor olmakla birlikte, kuzeyde havzanın dar olması ve bu dar mesafede çok büyük yükselteler bulunmaması sebebiyle yüksek reliefler sadece güney havzalarında gözlenmektedir. Bu durum havzaların çatallanma oranlarının, sediman taşınımının, akarsu parçalanmasının güneyde daha fazla olmasının nedenlerinden birisidir.
- Engebelilik değeri de kuzey havzalarıyla güney havzalarının morfolojik farklarını ortaya koymaktadır. Güney havzaları daha yüksek drenaj yoğunluğu ve daha yüksek reliefi ile kuzey havzalarından ayrılmaktadır.
- Akarsuların aşınım dönemleri ve havzaların fizyografik yaşları

ile ilgili bilgiler veren hipsometrik analizlere göre Marmara havzaları tektonizma ve farklı kayaç türleri gibi sebeplerle farklı aşınım dereceleri içindedirler. Havzalar arasında su düşüşleri olan havzalar bulunduğu gibi, çok uzun mesafeler boyunca menderes çizerek akan akarsular da bulunmaktadır. Tektonizmanın etkisindeki havzalar daha çok İzmit Körfezi'nde ve Armutlu Yarımadası'nda görülmektedir. Marmara Denizi güneyindeki havzalarda Hipsometrik İntegral değeri oldukça düşükken, yüksek Hi değerine sahip havzalara İzmit Körfezi, Armutlu Yarımadası, Gelibolu Yarımadası, Ganos'ların güneyi ve Kapıdağ Yarımadası'nda rastlanılmaktadır.

- Böylesine büyük bir sahada orta ölçekte yapılan çalışmalarda sayısal veritabanı oluştururken oldukça dikkatli olunmalıdır.
- Sayısal Yükselti Modeli'nin çözünürlüğünün artması analiz sonuçlarının daha yavaş çıkmasına neden olmaktadır. Bu sebeple yapılacak çalışmalarda çalışmanın kapsamı özenle belirlenmelidir.

İleride yapılabilecek bölgesel ölçekli taşkın, tektonizma, yüzeysel prosesler konulu çalışmalarda kullanılmak üzere tüm Türkiye havzalarının morfometrik envanterinin çıkarılması faydalı olacaktır.

Katkı Belirtme

Bu çalışmanın çıktıları 2015 yılında tamalanan “Marmara Denizi Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi” başlık yüksek lisans tezinin sonuçları olup, çalışma İ.Ü. BAP tarafından 37195 numaralı proje ile desteklenmiştir.

EK

Marmara Denizi drenaj havzalarına ait veri dosyası makale atfı verilme koşuluyla erişime açıktır. Verilere aşağıdaki linkten ulaşılabilir.

<https://drive.google.com/open?id=1uGgaxOLw96vAeGIInhp3Jp0MmXskWaNj>

KAYNAKLAR

- Aadil Hamid, R. A. H. (2013). Application of morphometric analysis for geo-hydrological studies using geo-spatial technology a case study of vishav drainage basin. *Hydrology: Current Research*, 4(3), 1–12. <http://dx.doi.org/10.4172/2157-7587.1000157>
- Abdalla, F., Shamy, I., Bamoussa, A. O., Mansour, A., Mohamed, A., & Tahoona, M. (2014). Flash floods and groundwater recharge potentials in arid land alluvial basins, Southern Red Sea Coast, Egypt. *International Journal of Geosciences*, 5, 971–982.

- Abdel-Lattif, A., & Sherief, Y. (2010). Morphometric analysis and flash floods of Wadi Sudr and Wadi Warden, Gulf of Suez, Egypt: Using digital elevation model. *Arabian Journal of Geosciences*, 5(2), 1–15. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-010-0156-8>
- Ahmed, S. A., Chandrashekarappa, K. N., Raj, S. K., Nischitha, V., & Kavitha, G. (2010). Evaluation of morphometric parameters derived from ASTER and SRTM DEM a study on Bandihole sub-watershed basin in Karnataka. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 38(2), 227–238. <http://dx.doi.org/10.1007/s12524-010-0029-3>

- Altan, S., Meraj, G., & Romshoo, S. A. (2014). Morphometry and land cover based multi-criteria analysis for assessing the soil erosion susceptibility of the western Himalayan watershed. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186(12), 8391–8412. <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-014-4012-2>
- Arnous, M. O., Aboulela, H. A., & Green, D. R. (2011). Geo-environmental hazards assessment of the north western Gulf of Suez, Egypt. *Journal of Coastal Conservation*, 15(1), 37–50. <http://dx.doi.org/10.1007/s11852-010-0118-z>
- Ashmawy, M., El-Wahed, M. A., Kamh, S. V., & Azim, F. A. (2014, January 14–16). *Drainage Morphometry ad its Influence on Runoff of El-Kouf Watershed, NE , Libya - A Remote Sensing and GIS Approach*. Paper presented 2nd Scientific Conference for Environment and Sustainable Development in Arid and Semi-Arid Regions, Ajdabiya, Libya.
- Babu, K. J., Sreekumar, S., & Aslam, A. (2014). Implication of drainage basin parameters of a tropical river basin of South India. *Applied Water Science*, 6(1), 67–75. <http://dx.doi.org/10.1007/s13201-014-0212-8>
- Bahrami, S. (2013). Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. *Tectonophysics*, 608, 914–928.
- Bagyaraj, M., Gurugnanam, B., & Nagar, A. (2011). Morphometry studies, soil characteristics, erosion phenomena and landform processes using remote sensing and GIS for Kodaikanal Hills, a global biodiversity. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, 3(3), 221–233.
- Baumgardner, R. (1987). Morphometric studies of subhumid and semiarid drainage basin, Texas Panhandle and northeastern New Mexico. Austin: Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Blais, J. M., & Kalf, J. (1995). The influence of lake morphometry on sediment focusing. *Limnology and Oceanography*, 40(3), 582–588. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.1995.40.3.0582>
- Bloesch, J. (1994). A review of methods used to measure sediment resuspension. *Hydrobiologia*, 284, 13–18. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00005728>
- Bloesch, J. (1995). Mechanisms, measurement and importance of sediment resuspension in lakes. *Marine and Freshwater Research*, 46(1), 295–304.
- Chopra, R., Dhiman, R. D., & Sharma, P. K. (2005). Morphometric analysis of sub-watersheds in Gurdaspur district, Punjab using remote sensing and GIS techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 33(4), 531–539. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02990738>
- Chorley, R. J. (1957). Climate And Morphometry. *The Journal Of Geology*, 65(6), 627–638.
- Doranti-Tiritan, C., Hackspacher, P. C., Souza, D. H., & Siqueira-Ribeiro, M. C. (2014). The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of Drainage basins in Poços De Caldas Plateau, Se Brazil. *International Journal Of Geosciences*, 5, 1383–1394.
- Erginal, A. E. ve Cürebal, İ. (2007). Soldere Havzasının jeomorfolojik özelliklerine morfometrik yaklaşım: Jeomorfik indisler ile bir uygulama. *Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 17, 203–210.
- Esper Angillieri, M. Y. (2008). Morphometric analysis of Colangüil river basin and flash flood hazard, San Juan, Argentina. *Environmental Geology*, 55(1), 107–111. <http://dx.doi.org/10.1007/s00254-007-0969-2>
- Farhan, Y., Anbar, A., Enaba, O., & Al-Shaikh, N. (2015). Quantitative analysis of geomorphometric parameters of Wadi Kerak, Jordan, using remote sensing and GIS. *Journal of Water Resource and Protection*, 2015(7), 456–475.
- Gardiner, V. (1990). Drainage basin morphometry. In A. Goudie (Ed.), *Geomorphological techniques* (pp. 71–81). London, UK: Unwin Hyman.
- Greco, F., Ghiță, C., & Säcrieru, R. (2010). Relation between tectonics and meandering of river channels in the Romanian Plain . *Preliminary Observation*, 12, 97–104.
- Guth, P. L. (2011). Drainage basin morphometry: A global snapshot from the shuttle radar topography mission. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2091–2099.
- Güngördü, M. (1999). *Marmara Bölgesi'nin bitki coğrafyası*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları.
- Håkanson, L. (1994). A model to predict gross sedimentation in small glacial lakes. *Hydrobiologia*, 284(1), 19–42. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00005729>
- Håkanson, L. (2005). The importance of lake morphometry for the structure and function of lakes. *International Review of Hydrobiology*, 90(4), 433–461. <http://dx.doi.org/10.1002/iroh.200410775>
- Håkanson, L., Gyllenhammar, A., & Brolin, A. (2004). A dynamic compartment model to predict sedimentation and suspended particulate matter in coastal areas. *Ecological Modelling*, 175(4), 353–384. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2003.09.036>
- Hlaing, K. T., Haruyama, S., & Aye, M. M. (2008). Using GIS-based distributed soil loss modeling and morphometric nalysis to prioritize watershed for soil conservation in Bago river basin of Lower Myanmar. *Frontiers of Earth Science in China*, 2(4), 465–478. <http://dx.doi.org/10.1007/s11707-008-0048-3>
- Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *American Geophysics Union*, 13(1), 350–361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin Of The Geological Society of America*, 56, 275–330.
- Hoşgören, Y. (2001). *Hidrografya'nın ana çizgileri I: Yeraltı suları-kaynaklar-akarsular* (4. Baskı). İstanbul: Çantay Kitabevi.
- Hurtrez, J-E., Lucazeau, F., Lavé, J., & Avouac, J-P. (1994). Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 104, 779–786. <http://dx.doi.org/10.1029/1998JB900098>

- Ibrahim Batis, K., & Ahmed, S. A. (2014). Evaluation of morphometric parameters a comparative study from Cartosat DEM , SRTM and SOI Toposheet in Karabayyanahalli sub-watershed, Karnataka. *International Journal of Research*, 11, 679–688.
- Jenson, S., & Domingue, J. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing*, 54(11), 1593–1600.
- Jones, R. (2002) Algorithms for using a sym for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computer And Geosciences*, 28, 1051–1060.
- Kaliraj, S., Chandrasekar, N., & Magesh, N. S. (2014). Morphometric analysis of the River Thamirabarani sub-basin in Kanyakumari District, South west coast of Tamil Nadu, India, using remote sensing and GIS. *Environmental Earth Sciences*, 73(11), 7375–7401.
- Karabulut, M., Küçükönder M. ve Topuz, M. (2013). Alata (Erdemli) Deresi'nin jeomorfometrik analizi. A. Demirci & Y. Arı (Ed.), *Coğrafyacılar Derneği Yıllık Kongresi bildiriler kitabı* içinde (s. 450–459). İstanbul: Coğrafyacılar Derneği.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. London, UK: Pearson.
- Ket-Ord, R., Tangtham, N., & Udomchoke, V. (2013). Synthesizing drainage morphology of tectonic watershed in upper ing watershed (Kwan Phayao wetland watershed). *Modern Applied Science*, 7, 13–27.
- Koç, T. (1999). Kuzeybatı Anadolu'nun doğal mevsim özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 34, 527–548.
- Koshak, N., & Dawod, G. (2011). A Gis morphometric analysis of hydrological catchments within Makkah Metropolitan area , Saudi Arabia. *Journal of Geomatics*, 2(2), 544–554.
- Langbein, W. B., & Schumm S. A. (1958). Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 39(6), 1076–1084.
- Madduma Bandara, C. M. (1974). Drainage density and effective precipitation. *Journal of Hydrology*, 21, 235–236.
- Magesh, N. S., Jitheshlal, K. V., Chandrasekar, N., & Jini, K. V. (2013). Geographical information system-based morphometric analysis of Bharathapuzha river basin, Kerala, India. *Applied Water Science*, 3, 467–477. <http://dx.doi.org/10.1007/s13201-013-0095-0>
- Malik, M. I., Bhat, M. S., & Kuchay, N. A. (2011). Watershed based drianage morphometric analysis of Lidder Catchment in Kashmir Valley Usin Geographical Information System. *Recent Research In Science And Technology*, 3(4), 118–126.
- Malmaeus, J. M., & Håkanson, L. (2003). A dynamic model to predict suspended particulate matter in lakes. *Ecological Modelling*, 167(3), 247–262. [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00166-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00166-2)
- Marchi, L., & Dalla Fontana, G. (2005). GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basins. *Environmental Geology*, 48(2), 218–228. <http://dx.doi.org/10.1007/s00254-005-1292-4>
- Melton, M. (1957). *An analysis of the relation among elements of climate, surface properties and geomorphology*. New York, NY: Columbia University, Department Of Geology.
- Montgomery, D. R., & Dietrich, W. E. (1992). Channel initiation and The problem of Landscape Scale. *Science*, 255, 826–830. <http://dx.doi.org/10.1126/Science.255.5046.826>
- Obi Reddy, G. P., Maji, A. K., & Gajbhiye, K. S. (2004). Drainage Morphometry And Its Influence On Landform Characteristics in A Basaltic Terrain, Central India - A Remote Sensing And Gis Approach. *International Journal Of Applied Earth Observation And Geoinformation*, 6, 1–16. <http://dx.doi.org/10.1016/J.Jag.2004.06.003>
- Özdemir, H. (2007). *Havran Çayı Havzasının (Balıkesir) Cbs ve uzaktan algılama yöntemleriyle taşkın ve heyelan risk analizi*. (Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Ozdemir, H., & Bird, D. (2009). Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods. *Environmental Geology*, 56, 1405–1415. <http://dx.doi.org/10.1007/S00254-008-1235-Y>
- Özdemir, H. (2011). Havza morfometrisi ve taşkınlar. D. Ekinci (Ed.), *Fiziki coğrafya araştırmaları: Sistematik ve bölgesel* içinde (s. 507–526). İstanbul: Babil.
- Patton, P. C., & Baker, V. R. (1976). Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resources Research*, 12(5), 941–952.
- Peltier, L. C. (1962). Area sampling for terrain analysis. *The Professional Geographer*, 14, 24–28. http://dx.doi.org/10.1111/J.0033-0124.1962.142_24.X
- Pincott-Miller, D., MCGarry, D., Fairweather, H., & Srivastava, S. K. (2012). Review and framework development for addressing flash flood potential using GIS assisted spatial-hydrologic modelling. *The Queensland Surveying and Spatial Conference*, 1–16.
- Pike, R. (2000). Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24, 1–20.
- Pike, R., Evans, I., & Hengl, T. (2009). Geomorphometry: A brief guide. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.), *Geomorphometry: Concepts, software, applications* (pp. 3–30). New York, NY: Elsevier.
- Prasannakumar, V., Vijith, H., & Geetha, N. (2013). Terrain evaluation through the assessment of geomorphometric parameters using DEM and GIS: Case study of two major sub-watersheds in Attapady, South India. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 1141–1151. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-011-0408-2>
- Rai, P. K., Mohan, K., Mishra, S., Ahmad, A., & Mishra, V. N. (2014). A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Applied Water Science*, 7(1), 217–232. <http://dx.doi.org/10.1007/s13201-014-0238-y>
- Rekha, V. B., George, A. V., & Rita, M. (2011). Morphometric analysis and micro-watershed prioritization of peruvanthanam sub-watershed, The Manimala River Basin, Kerala, South India. *Environmental Research, Engineering And Management*, 57(3), 6–14.
- Ritter, D., Kochel, R., & Miller, J. (2002). *Process geomorphology* (4th ed.). New York, NY: Mcgraw-Hill.

- Satish, K., & Vajrappa H. J. (2014). Morphological Parameter Estimation Derived From ASTER-DEM Using GIS and Remote Sensing Techniques – A Study on Hosakote Watershed of Dakshina Pinakini River Basin, Karnataka, India. *International Journal of Research*, 1(10), 1959–1967.
- São, O. F., Southeastern, P., & Marco, A. (2006). Morphometric characteristics of seven meso-scale river basins in State of São Paulo (Southeastern Brazil). *Caminhos de Geografia*, 3(17), 20–30.
- Scheidegger, A. E. (1968). Horton's law of stream numbers. *Water Resources Research*, 4(3), 655–658.
- Sharma, C. S., Mishra, A., & Panda, S. N. (2014). Assessing impact of flood on river dynamics and susceptible regions: Geomorphometric analysis. *Water Resources Management*, 28(9), 2615–2638. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-014-0630-2>
- Shukla, D. P., Dubey, C. S., Ningreihon, A. S., Singh, R. P., Mishra, B. K., & Singh, S. K. (2014). GIS-based morpho-tectonic studies of Alaknanda river basin: A precursor for hazard zonation. *Natural Hazards*, 71(3), 1433–1452. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-013-0953-y>
- Singh, O., Sarangi, A., & Sharma, M. C. (2008). hypsometric integral estimation methods and its relevance on erosion status of North-Western Lesser Himalayan Watersheds. *Water Resources Management*, 22(11), 1545–1560. <http://dx.doi.org/10.1007/S11269-008-9242-Z>
- Sreedevi, P. D., Sreekanth, P. D., Khan, H. H., & Ahmed, S. (2013). Drainage morphometry and its influence on hydrology in an Semi Arid Region: Using Srtm Data And Gis. *Environmental Earth Sciences*, 70, 839–848. <http://dx.doi.org/10.1007/S12665-012-2172-3>
- Srinivasa Vittala, S., Govindaiah, S., & Honne Gowda, H. (2004). Morphometric analysis of sub-watersheds in The Pavagada Area of Tumkur District, South India using remote sensing and Gis techniques. *Journal Of The Indian Society Of Remote Sensing*, 32(4), 351–362. <http://dx.doi.org/10.1007/Bf03030860>
- Sunkar, M., & Tonbul, S. (2011). Hydrographic analysis of Iluh River (Batman) in relation to flood and torrent events. *Procedia-Social and Behavioral Sciences*, 19, 537–546. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sbspro.2011.05.167>
- Strahler, A. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 923–938.
- Şengör, A. M. C., & Ketin, İ. (1989). *Tectonic evolution of the Tethyan Region*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Taylor, P., Bhatt, S., & Ahmed, S. A. (2014). Morphometric analysis to determine floods in the Upper Krishna Basin using cartosat DEM. *Geocarto International*, 29, 878–894. <http://dx.doi.org/10.1080/10106049.2013.868042>
- Tarboton, D. G., Bras, R. L., Rodriguez-Iturbe, I. (1992). A physical basis for drainage density. *Geomorphology*, 5(1–2), 59–76.
- Tarboton, D. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309–320.
- Telciu, C. E., & Zaharia, L. (2012). Morphometrical and dynamical features of the South Dobrogea Lakes, Romania. *Procedia Environmental Sciences*, 14, 164–176. <http://dx.doi.org/10.1016/j.proenv.2012.03.016>
- Thomas, J., Joseph, S., Thrivikramji, K. P., Abe, G., & Kannan, N. (2012). Morphometric analysis of two tropical mountain river basins of contrasting environmental settings, the southern Western Ghats, India. *Environmental Earth Sciences*, 66(8), 2353–2366. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-011-1457-2>
- Verstappen, H. T. (1983). *Applied geomorphology: Geomorphological surveys for environmental development*. New York, NY: Elsevier Science.
- Youssef, A. M., Pradhan, B., & Hassan, A. M. (2011). Flash flood risk estimation along the St. Katherine road, southern Sinai, Egypt using GIS based morphometry and satellite imagery. *Environmental Earth Sciences*, 62(3), 611–623. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-010-0551-1>
- Yunus, A. P., Oguchi, T., & Hayakawa, Y. S. (2014). Morphometric analysis of drainage basins in the western arabian peninsula using multivariate statistics. *International Journal of Geosciences*, 5(5), 527–539.
- Zavoianu, I. (1978). *Morphometry of drainage basins*. Bucharest: Elsevier

YAZARLARA BİLGİ

DERGİNİN TANIMI

Coğrafya Dergisi - Journal of Geography açık erişimli, hakemli, yılda iki kere Haziran ve Aralık aylarında yayınlanan, 1985 yılından beri yayın hayatını sürdüren bilimsel bir dergidir. Dergiye yayınlanması için gönderilen bilimsel makaleler Türkçe ya da İngilizce olmalıdır.

AMAÇ VE KAPSAM

Coğrafya Dergisi zamana ve mekana bağlı fiziki ve beşeri problemler için çözüm üreten coğrafi yaklaşımlara ait (fiziki, beşeri, doğal çevre ve coğrafi bilgi sistemleri) bilimsel araştırmaların yayınlanmasına, bu yönüyle bilimsel bilginin paylaşılmasına imkan sağlayan bir dergidir. 1985 yılından beri yayın hayatını sürdüren dergi bu yönüyle Türkiye'deki en eski coğrafya bilimi dergilerinden birisidir.

Derginin ana motivasyonu çağın gerektirdiği sosyal, fiziki ve doğa-insan ilişkilerinin ve bunun sistematizinin anlaşılması için bilimsel çözümler üreten eserlere bir platform oluşturmaktır. Bu bakımdan dergi, coğrafya bilimini uygulayarak beşeri ve fiziki coğrafya problemlerine çözüm üreten her özgün makaleye açıktır.

EDİTORYAL POLİTİKALAR VE HAKEM SÜRECİ

Yayın Politikası

Dergiye yayınlanmak üzere gönderilen makalelerin içeriği derginin amaç ve kapsamı ile uyumlu olmalıdır. Dergi, orijinal araştırma niteliğindeki yazıları yayınlamaya öncelik vermektedir.

Genel İlkeler

Daha önce yayınlanmamış ya da yayınlanmak üzere başka bir dergide halen değerlendirilmediği ve her bir yazar tarafından onaylanan makaleler değerlendirilmek üzere kabul edilir.

Ön değerlendirmeyi geçen yazılar iThenticate intihal tarama programından geçirilir. İntihal incelemesinden sonra, uygun makaleler Editör tarafından orijinaliteleri, metodolojileri, makalede ele alınan konunun önemi ve derginin kapsamına uygunluğu açısından değerlendirilir.

Makalede daha önce yayınlanmış alıntı yazı, tablo, resim vs. mevcut ise makale yazarı, yayın hakkı sahibi ve yazarlarından yazılı izin almak ve bunu makalede belirtmek zorundadır. Gerekli izinlerin alınıp alınmadığından yazar(lar) sorumludur.

Bilimsel toplantılarda sunulan özet bildiriler, makalede belirtilmesi koşulu ile kaynak olarak kabul edilir. Editör, gönderilen makale biçimsel esaslara uygun ise, gelen yazıyı yurtiçinden ve /veya yurtdışından en az iki hakemin değerlendirmesine sunar, hakemler gerek gördüğü takdirde yazıda istenen değişiklikler yazarlar tarafından yapıldıktan sonra yayınlanmasına onay verir.

Makale yayınlanmak üzere Dergiye gönderildikten sonra yazarlardan hiçbirinin ismi, tüm yazarların yazılı izni olmadan yazar listesinden silinemez ve yeni bir isim yazar olarak eklenemez ve yazar sırası değiştirilemez.

Yayına kabul edilmeyen makale, resim ve fotoğraflar yazarlara geri gönderilmez. Yayınlanan yazı ve resimlerin tüm hakları Dergiye aittir.

Yazarların Sorumluluğu

Makalelerin bilimsel ve etik kurallara uygunluğu yazarların sorumluluğundadır. Yazar makalenin orijinal olduğu, daha önce başka bir yerde yayınlanmadığı ve başka bir yerde, başka bir dilde yayınlanmak üzere değerlendirmede olmadığı konusunda teminat sağlamalıdır. Uygulamadaki telif kanunları ve anlaşmaları gözetilmelidir. Telif hakkı materyaller (örneğin tablolar, şekiller veya büyük alıntılar) gerekli izin ve teşekkürle kullanılmalıdır. Başka yazarların, katkıda bulunanların çalışmaları ya da yararlanılan kaynaklar uygun biçimde kullanılmalı ve referanslarda belirtilmelidir.

Gönderilen makalede tüm yazarların akademik ve bilimsel olarak doğrudan katkısı olmalıdır, bu bağlamda “yazar” yayınlanan bir araştırmanın kavramsallaştırılmasına ve dizaynına, verilerin elde edilmesine, analizine ya da yorumlanmasına belirgin katkı yapan, yazının yazılması ya da bunun içerik açısından eleştirel biçimde gözden geçirilmesinde görev yapan birisi olarak görülür. Yazar olabilmenin diğer koşulları ise, makaledeki çalışmayı planlamak veya icra etmek ve / veya revize etmektir. Fon sağlanması, veri toplanması ya da araştırma grubunun genel süpervizyonu tek başına yazarlık hakkı kazandırmaz. Yazar olarak gösterilen tüm bireyler sayılan tüm ölçütleri karşılamalıdır ve yukarıdaki ölçütleri karşılayan her birey yazar olarak gösterilebilir. Yazarların isim sıralaması ortak verilen bir karar olmalıdır. Tüm yazarlar yazar sıralamasını [Telif Hakkı Devir Formunda](#) imzalı olarak belirtmek zorundadırlar.

Yazarlık için yeterli ölçütleri karşılamayan ancak çalışmaya katkısı olan tüm bireyler “teşekkür / bilgiler” kısmında sıralanmalıdır. Bunlara örnek olarak ise sadece teknik destek sağlayan, yazıma yardımcı olan ya da sadece genel bir destek sağlayan, finansal ve materyal desteği sunan kişiler verilebilir.

Bütün yazarlar, araştırmanın sonuçlarını ya da bilimsel değerlendirmeyi etkileyebileceği potansiyeli olan finansal ilişkiler, çıkar çatışması ve çıkar rekabetini beyan etmelidirler. Bir yazar kendi yayınlanmış yazısında belirgin bir hata ya da yanlışlık tespit ederse, bu yanlışlıklara ilişkin düzeltme ya da geri çekme için editör ile hemen temasa geçme ve işbirliği yapma sorumluluğunu taşır.

Editör ve Hakem Sorumlulukları ve Değerlendirme Süreci

Editörler, makaleleri, yazarların etnik kökeninden, cinsiyetinden, cinsel yöneliminden, uyruğundan, dini inancından ve siyasi felsefesinden

YAZARLARA BİLGİ

bağımsız olarak değerlendirirler. Yayına gönderilen makalelerin adil bir şekilde çift taraflı kör hakem değerlendirmesinden geçmelerini sağlarlar. Gönderilen makalelere ilişkin tüm bilginin, makale yayınlanana kadar gizli kalacağını garanti ederler. Editörler içerik ve yayının toplam kalitesinden sorumludurlar. Gereğinde hata sayfası yayınlamalı ya da düzeltme yapmalıdır.

Editör; yazarlar, editörler ve hakemler arasında çıkar çatışmasına izin vermez. Hakem atama konusunda tam yetkiye sahiptir ve Dergide yayınlanacak makalelerle ilgili nihai kararı vermekle yükümlüdür. Yayın etiği konusunda COPE kaynağına bakabilirsiniz.
<https://publicationethics.org/files/u7141/1999pdf13.pdf>

Hakemler makaleleri, yazarların etnik kökeninden, cinsiyetinden, cinsel yöneliminden, uyruğundan, dini inancından ve siyasi felsefesinden bağımsız olarak değerlendirirler. Araştırmayla ilgili, yazarlarla ve/veya araştırmanın finansal destekçileriyle çıkar çatışmaları olmamalıdır. Değerlendirmelerinin sonucunda tarafsız bir yargıya varmalıdırlar. Hakemler yazarların atıfta bulunmadığı konuyla ilgili yayınlanmış çalışmalarını tespit etmelidirler. Gönderilmiş yazılara ilişkin tüm bilginin gizli tutulmasını sağlamalı ve yazar tarafında herhangi bir telif hakkı ihlali ve intihal fark ederlerse editöre raporlamalıdırlar. Hakem, makale konusu hakkında kendini vasıflı hissetmiyor ya da zamanında geri dönüş sağlaması mümkün görünmüyorsa, editöre bu durumu bildirmeli ve hakem sürecine kendisini dahil etmemesini istemelidir.

Değerlendirme sürecinde editör hakemlere gözden geçirme için gönderilen makalelerin, yazarların özel mülkü olduğunu ve bunun imtiyazlı bir iletişim olduğunu açıkça belirtir. Hakemler ve yayın kurulu üyeleri başka kişilerle makaleleri tartışamazlar. Hakemlerin kendileri için makalelerin kopyalarını çıkarmalarına izin verilmez ve editörün izni olmadan makaleleri başkasına veremezler. Yazarın ve editörün izni olmadan hakemlerin gözden geçirmeleri basılamaz ve açıklanamaz. Hakemlerin kimliğinin gizli kalmasına özen gösterilmelidir. Bazı durumlarda editörün kararıyla, ilgili hakemlerin makaleye ait yorumları aynı makaleyi yorumlayan diğer hakemlere gönderilerek hakemlerin bu süreçte aydınlatılması sağlanabilir.

Değerlendirme süreciyle ilgili olarak COPE kaynağına bakabilirsiniz:
https://publicationethics.org/files/Ethical_Guidelines_For_Peer_Reviewers_2.pdf

AÇIK ERİŞİM İLKESİ

Coğrafya Dergisi - Journal of Geography tüm içeriği okura ya da okurun dahil olduğu kuruma ücretsiz olarak sunulur. Okurlar, ticari amaç haricinde, yayıncı ya da yazardan izin almadan dergi makalelerinin tam metnini okuyabilir, indirebilir, kopyalayabilir, arayabilir ve link sağlayabilir. Bu BOAI açık erişim tanımıyla uyumludur.

YAYIN ETİĞİ

İlke ve Standartlar

Coğrafya Dergisi - Journal of Geography, yayın etiğinde en yüksek standartlara bağlıdır ve Committee on Publication Ethics (COPE) tarafından geliştirilen yayın etiği ilkelerini ve tavsiyelerini gözetir.

Gönderilen tüm makaleler orijinal, yayınlanmamış ve başka bir dergide değerlendirme sürecinde olmamalıdır. Her bir makale editörlerden biri ve en az iki hakem tarafından çift kör değerlendirmeden geçirilir. İntihal, duplikasyon, sahte yazarlık/inkar edilen yazarlık, araştırma/veri fabrikasyonu, makale dilimleme, dilimleyerek yayın, telif hakları ihlali ve çıkar çatışmasının gizlenmesi, etik dışı davranışlar olarak kabul edilir.

Kabul edilen etik standartlara uygun olmayan tüm makaleler yayından çıkarılır. Buna yayından sonra tespit edilen olası kuraldışı, uygunsuzluklar içeren makaleler de dahildir.

Olası bilimsel etik dışı davranışlar ve etik yayın ihlali durumunda, COPE Ethics Flowcharts dikkate alınır: https://publicationethics.org/files/Full_set_of_flowcharts_Turkey_2017%20%281%29.pdf

DİL

Derginin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir.

YAZILARIN HAZIRLANMASI

Aksi belirtilmedikçe gönderilen yazılarla ilgili tüm yazışmalar ilk yazarla yapılacaktır. Makale gönderimi online olarak ve <http://jgeography.istanbul.edu.tr/tr/> üzerinden yapılmalıdır. Yazılar, yazının Dergide yayınlanmak üzere gönderildiğini ve Derginin hangi bölümü (örn: orijinal araştırma, derleme, vb) için başvurulduğunu belirten bir mektup ve tüm yazarların imzaladığı '[Telif Hakkı Devir Formu](#)' eklenerek gönderilmelidir.

1. Çalışmalar, üst, alt, sağ ve sol taraftan 2,5 cm. boşluk bırakılarak, 12 punto Times New Roman harf karakterleriyle ve 1,5 satır aralık ölçüsü ile hazırlanmalıdır.
2. Çalışmalar en fazla 25 sayfa olmalı, sayfa numaraları sayfanın sağ üst köşesinde yer almalıdır.
3. Yazar/yazarların adları çalışmanın başlığının hemen altında sağa bitişik şekilde verilmelidir. Ayrıca yıldız dipnot şeklinde (*) yazarın unvanı, kurumu ve e-posta adresi ve telefonu sayfanın en altında dipnotta belirtilmelidir.
4. Giriş bölümünden önce 180-200 sözcük arasında çalışmanın kapsamını, amacını, ulaşılan sonuçları ve kullanılan yöntemi kaydeden Türkçe ve İngilizce öz ile 600-800 kelimelik İngilizce genişletilmiş özet yer almalıdır. Çalışmanın İngilizce başlığı İngilizce özün üzerinde yer almalıdır. İngilizce ve Türkçe özerin altında çalışmanın içeriğini temsil eden 3 İngilizce, 3 Türkçe anahtar kelime yer almalıdır.

5. Çalışmaların başlıca şu unsurları içermesi gerekmektedir: Başlık, Türkçe öz ve anahtar kelimeler; yabancı dilde başlık, İngilizce öz ve anahtar kelimeler; İngilizce genişletilmiş özet, ana metin bölümleri, son notlar ve kaynaklar.
6. Çalışmanın giriş bölümü “1. GİRİŞ” şeklinde belirtilmelidir. Alt bölümler her bölüm içinde bölüm numarası kullanılarak, “1.1”, “1.2” şeklinde numaralandırılmalıdır. Araştırma yazılarında sorunsalın betimlendiği ve çalışmanın önemini belirttiği GİRİŞ bölümünü “AMAÇ VE YÖNTEM”, “BULGULAR”, “TARTIŞMA VE SONUÇ”, “SON NOTLAR” “KAYNAKLAR” ve “TABLOLAR VE ŞEKİLLER” gibi bölümler takip etmelidir. Derleme ve yorum yazıları için ise, çalışmanın önemini belirttiği, sorunsal ve amacın somutlaştırıldığı “GİRİŞ” bölümünün ardından diğer bölümler gelmeli ve çalışma “TARTIŞMA VE SONUÇ”, “SON NOTLAR”, “KAYNAKLAR” ve “TABLOLAR VE ŞEKİLLER” şeklinde bitirilmelidir.
7. Çalışmalarda tablo, grafik ve şekil gibi göstergeler numaralandırılarak, tanımlayıcı bir başlık ile birlikte verilmelidir.
8. Yayınlanmak üzere gönderilen makale ile birlikte yazar bilgilerini içeren kapak sayfası gönderilmelidir. Kapak sayfasında, makalenin başlığı, yazar veya yazarların bağlı oldukları kurum ve unvanları, kendilerine ulaşılacak adresler, cep, iş ve faks numaraları ve e-posta adresleri yer almalıdır (bkz. Son Kontrol Listesi).
9. Kurallar dâhilinde dergimize yayınlanmak üzere gönderilen çalışmaların her türlü sorumluluğu yazar/yazarlarına aittir.
10. Yayın kurulu ve hakem raporları doğrultusunda yazarlardan, metin üzerinde bazı düzeltmeler yapmaları istenebilir.
11. Dergiye gönderilen çalışmalar yayınlansın veya yayınlanmasın geri gönderilmez.
12. Yayın kurulu tarafından yayınlanması uygun bulunan makalelerin telif hakkı İstanbul Üniversitesi Coğrafya Bölümü’ne aittir; başka bir yerde yayınlanamaz. Yazarlara telif ücreti ödenmez.

Kaynaklar

Derleme yazıları okuyucular için bir konudaki kaynaklara ulaşmayı kolaylaştıran bir araç olsa da, her zaman orijinal çalışmayı doğru olarak yansıtmaz. Bu yüzden mümkün olduğunca yazarlar orijinal çalışmalarını kaynak göstermelidir. Öte yandan, bir konuda çok fazla sayıda orijinal çalışmanın kaynak gösterilmesi yer israfına neden olabilir. Birkaç anahtar orijinal çalışmanın kaynak gösterilmesi genelde uzun listelerle aynı işi görür. Ayrıca günümüzde kaynaklar elektronik versiyonlara eklenebilmekte ve okuyucular elektronik literatür taramalarıyla yayınlara kolaylıkla ulaşabilmektedir.

Kabul edilmiş ancak henüz sayıya dahil edilmemiş makaleler Early View olarak yayınlanır ve bu makalelere atıflar “advance online publication” şeklinde verilmelidir. Genel bir kaynaktan elde edilemeyecek temel bir konu olmadıkça “kişisel iletişimlere” atıfta bulunulmamalıdır. Eğer atıfta bulunulursa parantez içinde iletişim kurulan kişinin adı ve iletişimin tarihi belirtilmelidir. Bilimsel makaleler için yazarlar bu kaynaktan yazılı izin ve iletişimin doğruluğunu gösterir belge almalıdır. Kaynakların doğruluğundan yazar(lar) sorumludur. Tüm kaynaklar metinde belirtilmelidir. Kaynaklar alfabetik olarak sıralanmalıdır.

Referans Stili ve Formatı

Dergiye gönderilen makalelerde American Psychological Association (APA) kaynak sitilinin kullanılması esastır. Yazarlar, makale metninde ve kaynakçada yer alan atıfları, APA stiline uygun olarak belirtmelidir.

Kaynakların doğruluğundan yazar(lar) sorumludur. Tüm kaynaklar metinde belirtilmelidir. Kaynaklar aşağıdaki örneklerdeki gibi gösterilmelidir.

Metin İçinde Kaynak Gösterme

Kaynaklar metinde parantez içinde yazarların soyadı ve yayın tarihi yazılarak belirtilmelidir. Birden fazla kaynak gösterilecekse kaynaklar arasında (;) işareti kullanılmalıdır. Kaynaklar alfabetik olarak sıralanmalıdır.

Örnekler:

Birden fazla kaynak;

(Esin vd., 2002; Karasar, 1995)

Tek yazarlı kaynak;

(Akyolcu, 2007)

İki yazarlı kaynak;

(Sayiner ve Demirci, 2007, s. 72)

Üç, dört ve beş yazarlı kaynak;

Metin içinde ilk kullanımda: (Ailen, Ciambune ve Welch, 2000, s. 12–13) Metin içinde tekrarlayan kullanımlarda: (Ailen vd., 2000)

Altı ve daha çok yazarlı kaynak;

(Çavdar vd., 2003)

Kaynaklar Bölümünde Kaynak Gösterme

Kullanılan tüm kaynaklar metnin sonunda ayrı bir bölüm halinde yazar soyadlarına göre alfabetik olarak numaralandırılmadan verilmelidir.

Kaynak yazımı ile ilgili örnekler aşağıda verilmiştir.

Kitap

a) Türkçe Kitap

Karasar, N. (1995). *Araştırmalarda rapor hazırlama* (8.bs). Ankara: 3A Eğitim Danışmanlık Ltd.

b) Türkçeye Çevrilmiş Kitap

Mucchielli, A. (1991). *Zihniyetler* (A. Kotil, Çev.). İstanbul: İletişim Yayınları.

c) Editörlü Kitap

Ören, T., Üney, T. ve Çölkesen, R. (Ed.). (2006). *Türkiye bilişim ansiklopedisi*. İstanbul: Papatya Yayıncılık.

d) Çok Yazarlı Türkçe Kitap

Tonta, Y., Bitirim, Y. ve Sever, H. (2002). *Türkçe arama motorlarında performans değerlendirme*. Ankara: Total Bilişim.

e) İngilizce Kitap

Kamien R., & Kamien A. (2014). *Music: An appreciation*. New York, NY: McGraw-Hill Education.

f) İngilizce Kitap İçerisinde Bölüm

Bassett, C. (2006). Cultural studies and new media. In G. Hall & C. Birchall (Eds.), *New cultural studies: Adventures in theory* (pp. 220–237). Edinburgh, UK: Edinburgh University Press.

g) Türkçe Kitap İçerisinde Bölüm

Erkmen, T. (2012). Örgüt kültürü: Fonksiyonları, öğeleri, işletme yönetimi ve liderlikteki önemi. M. Zencirkıran (Ed.), *Örgüt sosyolojisi kitabı* içinde (s. 233–263). Bursa: Dora Basım Yayın.

h) Yayıncının ve Yazarın Kurum Olduğu Yayın

Türk Standartları Enstitüsü. (1974). *Adlandırma ilkeleri*. Ankara: Yazar.

Makale

a) Türkçe Makale

Mutlu, B. ve Savaşer, S. (2007). Çocuğu ameliyat sonrası yoğun bakımda olan ebeveynlerde stres nedenleri ve azaltma girişimleri. *İstanbul Üniversitesi Florence Nightingale Hemşirelik Dergisi*, 15(60), 179–182.

b) İngilizce Makale

de Cillia, R., Reisingl, M., & Wodak, R. (1999). The discursive construction of national identity. *Discourse and Society*, 10(2), 149–173. <http://dx.doi.org/10.1177/0957926599010002002>

c) Yediden Fazla Yazarlı Makale

Lal, H., Cunningham, A. L., Godeaux, O., Chlibek, R., Diez-Domingo, J., Hwang, S.-J. ... Heineman, T. C. (2015). Efficacy of an adjuvanted herpes zoster subunit vaccine in older adults. *New England Journal of Medicine*, 372, 2087–2096. <http://dx.doi.org/10.1056/NEJMoa1501184>

d) DOI'si Olmayan Online Edinilmiş Makale

Al, U. ve Doğan, G. (2012). Hacettepe Üniversitesi Bilgi ve Belge Yönetimi Bölümü tezlerinin atf analizi. *Türk Kütüphaneciliği*, 26, 349–369. Erişim adresi: <http://www.tk.org.tr/>

e) DOI'si Olan Makale

Turner, S. J. (2010). Website statistics 2.0: Using Google Analytics to measure library website effectiveness. *Technical Services Quarterly*, 27, 261–278. <http://dx.doi.org/10.1080/07317131003765910>

f) Advance Online Olarak Yayımlanmış makale

Smith, J. A. (2010). Citing advance online publication: A review. *Journal of Psychology*. Advance online publication. <http://dx.doi.org/10.1037/a45d7867>

g) Popüler Dergi Makalesi

Semercioğlu, C. (2015, Haziran). Sıradanlığın rayihası. *Sabit Fikir*, 52, 38–39.

Tez, Sunum, Bildiri

a) Türkçe Tezler

Sarı, E. (2008). *Kültür kimlik ve politika: Mardin'de kültürlerarasılık*. (Doktora Tezi). Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.

b) Ticari Veritabanında Yer Alan Yüksek Lisans Ya da Doktora Tezi

Van Brunt, D. (1997). *Networked consumer health information systems* (Doctoral dissertation). Available from ProQuest Dissertations and Theses. (UMI No. 9943436)

c) Kurumsal Veritabanında Yer Alan İngilizce Yüksek Lisans/ Doktora Tezi

Yaylalı-Yıldız, B. (2014). *University campuses as places of potential publicness: Exploring the political, social and cultural practices in Ege University* (Doctoral dissertation). Retrieved from Retrieved from: <http://library.iyte.edu.tr/tr/hizli-erisim/iyte-tez-portali>

d) Web'de Yer Alan İngilizce Yüksek Lisans/Doktora Tezi

Tonta, Y. A. (1992). *An analysis of search failures in online library catalogs* (Doctoral dissertation, University of California, Berkeley). Retrieved from <http://yunus.hacettepe.edu.tr/~tonta/yayinlar/phd/ickapak.html>

e) Dissertations Abstracts International'da Yer Alan Yüksek Lisans/ Doktora Tezi

Appelbaum, L. G. (2005). Three studies of human information processing: Texture amplification, motion representation, and figure-ground segregation. *Dissertation Abstracts International: Section B. Sciences and Engineering*, 65(10), 5428.

f) Sempozyum Katkısı

Krinsky-McHale, S. J., Zigman, W. B. & Silverman, W. (2012, August). Are neuropsychiatric symptoms markers of prodromal Alzheimer's disease in adults with Down syndrome? In W. B. Zigman (Chair), *Predictors of mild cognitive impairment, dementia, and mortality in adults with Down syndrome*. Symposium conducted at American Psychological Association meeting, Orlando, FL.

g) Online Olarak Erişilen Konferans Bildiri Özeti

Çınar, M., Doğan, D. ve Seferoğlu, S. S. (2015, Şubat). *Eğitimde dijital araçlar: Google sınıf uygulaması üzerine bir değerlendirme* [Öz]. Akademik Bilişim Konferansında sunulan bildiri, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir. Erişim adresi: <http://ab2015.anadolu.edu.tr/index.php?menu=5&submenu=27>

h) Düzenli Olarak Online Yayımlanan Bildiriler

Herculano-Houzel, S., Collins, C. E., Wong, P., Kaas, J. H., & Lent, R. (2008). The basic nonuniformity of the cerebral cortex. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 12593–12598. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0805417105>

i) Kitap Şeklinde Yayımlanan Bildiriler

Schneider, R. (2013). Research data literacy. S. Kurbanoglu vd. (Ed.), *Communications in Computer and Information Science: Vol. 397. Worldwide Communalities and Challenges in Information Literacy Research and Practice* içinde (s. 134–140). Cham, İsviçre: Springer. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-03919-0>

j) Kongre Bildirisi

Çepni, S., Bacanak A. ve Özsevgeç T. (2001, Haziran). *Fen bilgisi öğretmen adaylarının fen branşlarına karşı tutumları ile fen branşlarındaki başarılarının ilişkisi*. X. Ulusal Eğitim Bilimleri Kongresi'nde sunulan bildiri, Abant İzzet Baysal Üniversitesi, Bolu

Diğer Kaynaklar

a) Gazete Yazısı

Toker, Ç. (2015, 26 Haziran). 'Unutma' notları. *Cumhuriyet*, s. 13.

YAZARLARA BİLGİ

b) Online Gazete Yazısı

Tamer, M. (2015, 26 Haziran). E-ticaret hamle yapmak için tüketiciyi bekliyor. *Milliyet*. Erişim adresi: <http://www.milliyet>

c) Web Page/Blog Post

Bordwell, D. (2013, June 18). David Koepp: Making the world movie-sized [Web log post]. Retrieved from <http://www.davidbordwell.net/blog/page/27/>

d) Online Ansiklopedi/Sözlük

Bilgi mimarisi. (2014, 20 Aralık). Wikipeđi içinde. Erişim adresi: http://tr.wikipedia.org/wiki/Bilgi_mimarisi

Marcoux, A. (2008). Business ethics. In E. N. Zalta (Ed.), *The Stanford encyclopedia of philosophy*. Retrieved from <http://plato.stanford.edu/entries/ethics-business/>

e) Podcast

Radio ODTÜ (Yapımcı). (2015, 13 Nisan). *Modern sabahlar* [Podcast]. Erişim adresi: <http://www.radyoodtu.com.tr/>

f) Bir Televizyon Dizisinden Tek Bir Bölüm

Shore, D. (Senarist), Jackson, M. (Senarist) ve Bookstaver, S. (Yönetmen). (2012). Runaways [Televizyon dizisi bölümü]. D. Shore (Baş yapımcı), *House M.D.* içinde. New York, NY: Fox Broadcasting.

g) Müzik Kaydı

Say, F. (2009). Galata Kulesi. *İstanbul senfonisi* [CD] içinde. İstanbul: Ak Müzik.

Yukarıda sıralanan koşulları yerine getirmemiş çalışma kabul edilmez, eksiklerinin tamamlanması için yazara iade edilir. Yayın Komisyonu tarafından kabul edilen yazılar basıma kabul sırasına göre yayınlanır. Baskı tashihleri yazarlar tarafından yapılır.

SON KONTROL LİSTESİ

Aşağıdaki listede eksik olmadığından emin olun:

- Editöre mektup
 - ✓ Makalenin türü
 - ✓ Başka bir dergiye gönderilmemiş olduğu bilgisi
 - ✓ Sponsor veya ticari bir firma ile ilişkisi (varsa belirtiniz)
 - ✓ İstatistik kontrolünün yapıldığı (araştırma makaleleri için)
 - ✓ İngilizce yönünden kontrolünün yapıldığı

- ✓ Yazarlara Bilgide detaylı olarak anlatılan dergi politikalarının gözden geçirildiği
- ✓ Kaynakların APA 6'ya göre belirtildiği
- Telif Hakkı Devir Formu
- Daha önce basılmış materyal (yazı-resim-tablo) kullanılmış ise izin belgesi
- Makale kapak sayfası
 - ✓ Makalenin türü
 - ✓ Makalenin Türkçe ve İngilizce başlığı
 - ✓ Yazarların ismi soyadı, unvanları ve bağlı oldukları kurumlar (üniversite ve fakülte bilgisinden sonra şehir ve ülke bilgisi de yer almalıdır), e-posta adresleri
 - ✓ Sorumlu yazarın e-posta adresi, açık yazışma adresi, iş telefonu, GSM, faks nosu
 - ✓ Tüm yazarların ORCID'leri
- Makale ana metni dosyası
 - ✓ Makalenin Türkçe ve İngilizce başlığı
 - ✓ Özetler 180-200 kelime Türkçe ve 180-200 kelime İngilizce
 - ✓ Anahtar Kelimeler: 3 adet Türkçe ve 3 adet İngilizce
 - ✓ Makale Türkçe ise, İngilizce genişletilmiş Özet (Extended Abstract) 600-800 kelime
 - ✓ Makale ana metin bölümleri
 - ✓ Teşekkür (varsa belirtiniz)
 - ✓ Kaynaklar
 - ✓ Tablolar-Resimler, Şekiller (başlık, tanım ve alt yazılarıyla)

Yazışma Adresi:

Editör : Doç. Dr. Hasan Özdemir
E-mail : ozdemirh@istanbul.edu.tr
Tel : +90 212 455 57 00
Faks : +90 212 512 21 40

Website : <http://jgeography.istanbul.edu.tr/tr/>
Adres : İstanbul Üniversitesi
Edebiyat Fakültesi
Coğrafya Bölümü
Ordu Cad. No. 196,
34459 Laleli
İstanbul - Türkiye

INFORMATION FOR AUTHORS

DESCRIPTION

Journal of Geography - Coğrafya Dergisi is an open access, peer-reviewed, scholarly journal published two times a year in June and December. It has been published since 1985. The manuscripts submitted for publication in the journal must be scientific and original work in Turkish or English.

AIMS AND SCOPE

Journal of Geography - Coğrafya Dergisi is a journal devoted to the publication of research which utilizes geographic approaches (physical, human, natural environment and GIS science) to resolve natural and human problems that have a spatiotemporal dimension. Published since 1985, it is one of the oldest geography journal in Turkey. The underlying motive of the journal is to create a platform for the works that produce scientific solutions for social, physical and nature-human relations and the understanding of its system.

Papers are invited on any theme involving the application of geographical science (physical and human dimension) and methodology in the redress of human and physical environmental problems.

EDITORIAL POLICIES AND PEER REVIEW PROCESS

Publication Policy

The subjects covered in the manuscripts submitted to the Journal for publication must be in accordance with the aim and scope of the journal. The journal gives priority to original research papers submitted for publication.

General Principles

Only those manuscripts approved by its every individual author and that were not published before in or sent to another journal, are accepted for evaluation.

Submitted manuscripts that pass preliminary control are scanned for plagiarism using iThenticate software. After plagiarism check, the eligible ones are evaluated by editor-in-chief for their originality, methodology, the importance of the subject covered and compliance with the journal scope.

For quoted texts, tabulated data and graphics from published papers, author has to obtain permission from the author(s) or the owner of the publishing rights of the source article and indicate the allowance in the paper. Author(s) is responsible to obtain such permissions.

Short presentations that took place in scientific meetings can be referred if indicated in the article. The editor hands over the papers matching the formal rules to at least two national/international referees for evaluation and gives green light for publication upon

modification by the authors in accordance with the referees' claims. Changing the name of an author (omission, addition or order) in papers submitted to the Journal requires written permission of all declared authors. Refused manuscripts and graphics are not returned to the author. The copyright of the published articles and pictures belong to the Journal.

Author Responsibilities

It is authors' responsibility to ensure that the article is in accordance with scientific and ethical standards and rules. And authors must ensure that submitted work is original. They must certify that the manuscript has not previously been published elsewhere or is not currently being considered for publication elsewhere, in any language. Applicable copyright laws and conventions must be followed. Copyright material (e.g. tables, figures or extensive quotations) must be reproduced only with appropriate permission and acknowledgement. Any work or words of other authors, contributors, or sources must be appropriately credited and referenced.

All the authors of a submitted manuscript must have direct scientific and academic contribution to the manuscript. The author(s) of the original research articles is defined as a person who is significantly involved in "conceptualization and design of the study", "collecting the data", "analyzing the data", "writing the manuscript", "reviewing the manuscript with a critical perspective" and "planning/conducting the study of the manuscript and/or revising it". Fund raising, data collection or supervision of the research group are not sufficient roles to be accepted as an author. The author(s) must meet all these criteria described above. The order of names in the author list of an article must be a co-decision and it must be indicated in the [Copyright Release Form](#). The individuals who do not meet the authorship criteria but contributed to the study must take place in the acknowledgement section. Individuals providing technical support, assisting writing, providing a general support, providing material or financial support are examples to be indicated in acknowledgement section.

All authors must disclose all issues concerning financial relationship, conflict of interest, and competing interest that may potentially influence the results of the research or scientific judgment.

When an author discovers a significant error or inaccuracy in his/her own published paper, it is the author's obligation to promptly cooperate with the Editor-in-Chief to provide retractions or corrections of mistakes.

Responsibility for the Editors, Reviewers and Review Process

Editors evaluate manuscripts for their scientific content without regard to ethnic origin, gender, sexual orientation, citizenship, religious belief or political philosophy of the authors. They provide a fair double-blind peer review of the submitted articles for publication. They ensure that all

INFORMATION FOR AUTHORS

the information related to submitted manuscripts is kept as confidential before publishing.

Editors are responsible for the contents and overall quality of the publication. They must publish errata pages or make corrections when needed.

Editor does not allow any conflicts of interest between the authors, editors and reviewers. Only he has the full authority to assign a reviewer and is responsible for final decision for publication of the manuscripts in the Journal.

Please review the COPE publication ethics guidelines on:
<https://publicationethics.org/files/u7141/1999pdf13.pdf>

Reviewers evaluate manuscripts based on content without regard to ethnic origin, gender, sexual orientation, citizenship, religious belief or political philosophy of the authors. They must have no conflict of interest with respect to the research, the authors and/or the research funders. Their judgments must be objective.

Reviewers should identify the relevant published work that has not been cited by the authors. They must ensure that all the information related to submitted manuscripts is kept as confidential and must report to the Editor if they are aware of copyright infringement and plagiarism on the author's side.

A reviewer who feels unqualified to review the topic of a manuscript or knows that its prompt review will be impossible should notify the Editor and excuse himself from the review process.

The editor informs the reviewers that the manuscripts are confidential information and that this is a privileged interaction. The reviewers and editorial board cannot discuss the manuscripts with other persons. The reviewers are not allowed to have copies of the manuscripts for personal use and they cannot share manuscripts with others. Unless the authors and editor permit, the reviews of referees cannot be published or disclosed. The anonymity of the referees is important. In particular situations, the editor may share the review of one reviewer with other reviewers to clarify a particular point.

Please review the COPE publication ethics guidelines on:
https://publicationethics.org/files/Ethical_Guidelines_For_Peer_Reviewers_2.pdf

OPEN ACCESS STATEMENT

Journal of Geography - Coğrafya Dergisi is an open access journal which means that all content is freely available without charge to the user or his/her institution. Users are allowed to read, download, copy, print, search, or link to the full texts of the articles in this journal without asking prior permission from the publisher or the author. This is in accordance with the BOAI definition of open access.

PUBLICATION ETHICS AND PUBLICATION MALPRACTICE STATEMENT

Standards and Principles

Journal of Geography - Coğrafya Dergisi is committed to upholding the highest standards of publication ethics and pays regard to the following principles of Publication Ethics and Malpractice Statement which is based on the recommendations and guidelines for journal editors developed by the Committee on Publication Ethics (COPE).

All submissions must be original, unpublished (including as full text in conference proceedings), and not under the review of any other publication synchronously. Each manuscript is reviewed by one of the editors and at least two referees under double-blind peer review process. Plagiarism, duplication, fraud authorship/denied authorship, research/data fabrication, salami slicing/salami publication, breaching of copyrights, prevailing conflict of interest are unethical behaviors.

All manuscripts not in accordance with the accepted ethical standards will be removed from the publication. This also contains any possible malpractice discovered after the publication. In accordance with the code of conduct we will report any cases of suspected plagiarism or duplicate publishing.

For dealing with cases of possible scientific misconduct and breach of publication ethics, COPE Ethics Flowcharts are taken into consideration:
https://publicationethics.org/files/Full_set_of_flowcharts_Turkey_2017%20%281%29.pdf

LANGUAGE

The language of the journal is both Turkish and English.

MANUSCRIPT ORGANIZATION AND FORMAT

All correspondence will be sent to the first-named author unless otherwise specified. Manuscript is to be submitted online via <http://jgeography.istanbul.edu.tr/en/> and it must be accompanied by a cover letter indicating that the manuscript is intended for publication, specifying the article category (i.e. research article, review etc.) and including information about the manuscript (see the Submission Checklist). In addition, a [Copyright Release Form](#) that has to be signed by all authors must be submitted.

1. The manuscripts should be with 2.5 cm margins from right, left, bottom and top, Times New Roman font style in 10 font size and line spacing of 1.5.
2. The manuscripts should be 25 pages at most and the page numbers should be at the top right.
3. The name(s) of author(s) should be given just beneath the title of the study aligned to the right. Also the affiliation, title, e-mail and phone

INFORMATION FOR AUTHORS

- of the author(s) must be indicated on the bottom of the page as a footnote marked with an asterisk (*).
4. Before the introduction part, there should be an abstract between 180 and 200 words in Turkish and English and an extended abstract only in English between 600-800 words, summarizing the scope, the purpose, the results of the study and the methodology used. Underneath the abstracts, three keywords that inform the reader about the content of the study should be specified in Turkish and in English.
 5. The manuscripts should contain mainly these components: title, abstract and keywords; expanded abstract, sections, footnotes and references.
 6. Research article sections are ordered as follows: "Introduction", "Aim and Methodology", "Findings", "Discussion and Conclusion", "Endnotes" and "References". For review and commentary articles, the article should start with the "Introduction" section where the purpose and the method is mentioned, go on with the other sections; and it should be finished with "Discussion and Conclusion" section followed by "Endnotes", "References" and "Tables and Figures".
 7. Tables, graphs and figures can be given with a number and a defining title.
 8. A title page including author information must be submitted together with the manuscript. The title page is to include fully descriptive title of the manuscript and, affiliation, title, e-mail address, postal address, phone and fax number of the author(s) (see The Submission Checklist).
 9. The rights of the manuscripts submitted to our journal for publication, belongs to the author(s).
 10. The author(s) can be asked to make some changes in their articles due to peer reviews.
 11. The studies that were sent to the journal will not be returned whether they are published or not.
 12. Publication rights belong to Istanbul University Faculty of Letters, Department of Geography and they cannot be published anywhere else. The authors will not be paid for the rights of their article.

References

Although references to review articles can be an efficient way to guide readers to a body of literature, review articles do not always reflect original work accurately. Readers should therefore be provided with direct references to original research sources whenever possible. On the other hand, extensive lists of references to original work on a topic can use excessive space on the printed page. Small numbers of references to key original papers often serve as well as more exhaustive lists, particularly since references can now be added to the electronic version of published papers, and since electronic literature searching allows readers to retrieve published literature efficiently. Papers accepted but not yet included in the issue are published online in the Early View section and they should be cited as "advance online publication". Citing a "personal communication" should be avoided unless it provides essential information not available from a public source, in which case the name of the person and date of communication should be cited in

parentheses in the text. For scientific articles, written permission and confirmation of accuracy from the source of a personal communication must be obtained.

Reference Style and Format

It is essential that the manuscripts submitted to the journal must use American Psychological Association (APA) style 6th edition. Authors must indicate the citations in the text and references section, in accordance with the APA style. The guidelines for APA Style 6th edition can be found at <http://www.apastyle.org> Accuracy of citation is the author's responsibility. All references should be cited in text. Reference list must be in alphabetical order. Type references in the style shown below.

Citations in the Text

Citations must be indicated with the author surname and publication year within the parenthesis.

If more than one citation is made within the same parenthesis, separate them with (;).

Samples:

More than one citation;

(Esin et al., 2002; Karasar, 1995)

Citation with one author;

(Akyolcu, 2007)

Citation with two authors;

(Sayiner & Demirci, 2007)

Citation with three, four, five authors;

First citation in the text: (Ailen, Ciembrune, & Welch, 2000) Subsequent citations in the text: (Ailen et al., 2000)

Citations with more than six authors;

(Çavdar et al., 2003)

Citations in the Reference

All the citations done in the text should be listed in the References section in alphabetical order of author surname without numbering. Below given examples should be considered in citing the references.

Basic Reference Types

Book

a) Turkish Book

Karasar, N. (1995). *Araştırmalarda rapor hazırlama* (8th ed.) [Preparing research reports]. Ankara, Turkey: 3A Eğitim Danışmanlık Ltd.

b) Book Translated into Turkish

Mucchielli, A. (1991). *Zihniyetler* [Mindsets] (A. Kotil, Trans.). İstanbul, Turkey: İletişim Yayınları.

c) Edited Book

Ören, T., Üney, T., & Çölkesen, R. (Eds.). (2006). *Türkiye bilişim ansiklopedisi* [Turkish Encyclopedia of Informatics]. İstanbul, Turkey: Papatya Yayıncılık.

d) Turkish Book with Multiple Authors

Tonta, Y., Bitirim, Y., & Sever, H. (2002). *Türkçe arama motorlarında performans değerlendirme* [Performance evaluation in Turkish search engines]. Ankara, Turkey: Total Bilişim.

e) Book in English

Kamien R., & Kamien A. (2014). *Music: An appreciation*. New York, NY: McGraw-Hill Education.

f) Chapter in an Edited Book

Bassett, C. (2006). Cultural studies and new media. In G. Hall & C. Birchall (Eds.), *New cultural studies: Adventures in theory* (pp. 220–237). Edinburgh, UK: Edinburgh University Press.

g) Chapter in an Edited Book in Turkish

Erkmen, T. (2012). Örgüt kültürü: Fonksiyonları, öğeleri, işletme yönetimi ve liderlikteki önemi [Organization culture: Its functions, elements and importance in leadership and business management]. In M. Zencirkıran (Ed.), *Örgüt sosyolojisi* [Organization sociology] (pp. 233–263). Bursa, Turkey: Dora Basım Yayın.

h) Book with the same organization as author and publisher

American Psychological Association. (2009). *Publication manual of the American psychological association* (6th ed.). Washington, DC: Author.

Article

a) Turkish Article

Mutlu, B., & Savaşer, S. (2007). Çocuğu ameliyat sonrası yoğun bakımda olan ebeveynlerde stres nedenleri ve azaltma girişimleri [Source and intervention reduction of stress for parents whose children are in intensive care unit after surgery]. *Istanbul University Florence Nightingale Journal of Nursing*, 15(60), 179–182.

b) English Article

de Cillia, R., Reisigl, M., & Wodak, R. (1999). The discursive construction of national identity. *Discourse and Society*, 10(2), 149–173. doi:10.1177/0957926599010002002

c) Journal Article with DOI and More Than Seven Authors

Lal, H., Cunningham, A. L., Godeaux, O., Chlibek, R., Diez-Domingo, J., Hwang, S.-J. ... Heineman, T. C. (2015). Efficacy of an adjuvanted herpes zoster subunit vaccine in older adults. *New England Journal of Medicine*, 372, 2087–2096. doi:10.1056/NEJMoa1501184

d) Journal Article from Web, without DOI

Sidani, S. (2003). Enhancing the evaluation of nursing care effectiveness. *Canadian Journal of Nursing Research*, 35(3), 26–38. Retrieved from <http://cjr.mcgill.ca>

e) Journal Article with DOI

Turner, S. J. (2010). Website statistics 2.0: Using Google Analytics to measure library website effectiveness. *Technical Services Quarterly*, 27, 261–278. doi:10.1080/07317131003765910

f) Advance Online Publication

Smith, J. A. (2010). Citing advance online publication: A review. *Journal of Psychology*. Advance online publication. doi: 10.1037/a45d7867

g) Article in a Magazine

Henry, W. A., III. (1990, April 9). Making the grade in today's schools. *Time*, 135, 28–31.

Doctoral Dissertation, Master's Thesis, Presentation, Proceeding

a) Dissertation/Thesis from a Commercial Database

Van Brunt, D. (1997). *Networked consumer health information systems* (Doctoral dissertation). Available from ProQuest Dissertations and Theses database. (UMI No. 9943436)

b) Dissertation/Thesis from an Institutional Database

Yaylalı-Yıldız, B. (2014). *University campuses as places of potential publicness: Exploring the politicals, social and cultural practices in Ege University* (Doctoral dissertation). Retrieved from <http://library.iyte.edu.tr/tr/hizli-erisim/iyte-tez-portali>

c) Dissertation/Thesis from Web

Tonta, Y. A. (1992). *An analysis of search failures in online library catalogs* (Doctoral dissertation, University of California, Berkeley). Retrieved from <http://yunus.hacettepe.edu.tr/~tonta/yayinlar/phd/ickapak.html>

d) Dissertation/Thesis abstracted in Dissertations Abstracts International

Appelbaum, L. G. (2005). Three studies of human information processing: Texture amplification, motion representation, and figure-ground segregation. *Dissertation Abstracts International: Section B. Sciences and Engineering*, 65(10), 5428.

e) Symposium Contribution

Krinsky-McHale, S. J., Zigman, W. B., & Silverman, W. (2012, August). Are neuropsychiatric symptoms markers of prodromal Alzheimer's disease in adults with Down syndrome? In W. B. Zigman (Chair), *Predictors of mild cognitive impairment, dementia, and mortality in adults with Down syndrome*. Symposium conducted at the meeting of the American Psychological Association, Orlando, FL.

f) Conference Paper Abstract Retrieved Online

Liu, S. (2005, May). *Defending against business crises with the help of intelligent agent based early warning solutions*. Paper presented at the Seventh International Conference on Enterprise Information Systems, Miami, FL. Abstract retrieved from http://www.iceis.org/iceis2005/abstracts_2005.htm

g) Conference Paper - In Regularly Published Proceedings and Retrieved Online

Herculano-Houzel, S., Collins, C. E., Wong, P., Kaas, J. H., & Lent, R. (2008). The basic nonuniformity of the cerebral cortex. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 12593–12598. doi:10.1073/pnas.0805417105

h) Proceeding in Book Form

Parsons, O. A., Pryzwansky, W. B., Weinstein, D. J., & Wiens, A. N. (1995). Taxonomy for psychology. In J. N. Reich, H. Sands, & A. N. Wiens (Eds.), *Education and training beyond the doctoral degree: Proceedings of the American Psychological Association National Conference on Postdoctoral Education and Training in Psychology* (pp. 45–50). Washington, DC: American Psychological Association.

INFORMATION FOR AUTHORS

i) Paper Presentation

Nguyen, C. A. (2012, August). *Humor and deception in advertising: When laughter may not be the best medicine*. Paper presented at the meeting of the American Psychological Association, Orlando, FL.

Other Sources

a) Newspaper Article

Browne, R. (2010, March 21). This brainless patient is no dummy. *Sydney Morning Herald*, 45.

b) Newspaper Article with no Author

New drug appears to sharply cut risk of death from heart failure. (1993, July 15). *The Washington Post*, p. A12.

c) Web Page/Blog Post

Bordwell, D. (2013, June 18). David Koepp: Making the world movie-sized [Web log post]. Retrieved from <http://www.davidbordwell.net/blog/page/27/>

d) Online Encyclopedia/Dictionary

Ignition. (1989). In *Oxford English online dictionary* (2nd ed.). Retrieved from <http://dictionary.oed.com>

Marcoux, A. (2008). Business ethics. In E. N. Zalta (Ed.). *The Stanford encyclopedia of philosophy*. Retrieved from <http://plato.stanford.edu/entries/ethics-business/>

e) Podcast

Dunning, B. (Producer). (2011, January 12). *inFact: Conspiracy theories* [Video podcast]. Retrieved from <http://itunes.apple.com/>

f) Single Episode in a Television Series

Egan, D. (Writer), & Alexander, J. (Director). (2005). Failure to communicate. [Television series episode]. In D. Shore (Executive producer), *House*; New York, NY: Fox Broadcasting.

g) Music

Fuchs, G. (2004). Light the menorah. On *Eight nights of Hanukkah* [CD]. Brick, NJ: Kid Kosher.

SUBMISSION CHECKLIST

Ensure that the following items are present:

- Cover letter to the editor
 - ✓ The category of the manuscript
 - ✓ Confirming that “the paper is not under consideration for publication in another journal”.
 - ✓ Including disclosure of any commercial or financial involvement.
 - ✓ Confirming that the statistical design of the research article is reviewed.

- ✓ Confirming that last control for fluent English was done.
- ✓ Confirming that journal policies detailed in Information for Authors have been reviewed.
- ✓ Confirming that the references cited in the text and listed in the references section are in line with APA 6.

- Copyright Release Form
- Permission of previous published material if used in the present manuscript
- Title page
 - ✓ The category of the manuscript
 - ✓ The title of the manuscript both in Turkish and in English
 - ✓ All authors’ names and affiliations (institution, faculty/department, city, country), e-mail addresses
 - ✓ Corresponding author’s email address, full postal address, telephone and fax number
 - ✓ ORCIDs of all authors.
- Main Manuscript Document
 - ✓ The title of the manuscript both in Turkish and in English
 - ✓ Abstracts (180-200 words) both in Turkish and in English
 - ✓ Key words: 3 words both in Turkish and in English
 - ✓ Extended Abstract (600-800 words) in English (only for Turkish articles)
 - ✓ Main article sections
 - ✓ Acknowledgement (if exists)
 - ✓ References
 - ✓ All tables, illustrations (figures) (including title, description, footnotes)

CONTACT INFO

Editor : Assoc. Prof. Dr. Hasan Özdemir
E-mail : ozdemirh@istanbul.edu.tr
Phone : +90 212 455 57 00
Fax : +90 212 512 21 40

Website : <http://jgeography.istanbul.edu.tr/tr/>
Address : Istanbul University
Faculty of Letters
Department of Geography
Ordu Cad. No.196,
34459 Laleli
Istanbul - Turkey

TELİF HAKKI DEVİR FORMU / COPYRIGHT RELEASE FORM



Coğrafya Dergisi
Journal of Geography

İstanbul Üniversitesi
Istanbul University

Telif Hakkı Devir Formu
Copyright Release Form

Sorumlu yazar <i>Responsible author</i>	
Makalenin başlığı <i>Title</i>	
Makalenin ilgili olduğu bilim alanı <i>Research field of the submitted work</i>	
Makale ile ilgili anahtar sözcükler ve kodlar (3 adet) <i>Keywords / Codes (3 words)</i>	
Güncel Uluslararası Konu Sınıflandırma Numarası <i>Recent International Subject Classification Number</i> (http://www.yok.gov.tr/uak/sinav/asvk.pdf)	

Yazarların listesi
List of authors

Sıra No	T.C. Kimlik No ID No	Adı-Soyadı Name - Surname	İmza Signature	Tarih Date
1				
2				
3				
4				
5				

Makalenin türü (Araştırma makalesi, Derleme, v.b.)
Manuscript Type (Research Article, Review, etc.)

Sorumlu yazarın,
Responsible author's

Çalıştığı kurum	(University/company/institution)
Posta adresi	(Address)
e-ileti	(e-mail)
Telefon no; GSM	(Phone / mobile phone)
Faks no	(Fax)
Sayfa sayısı <i>Number of pages</i>	
Teslim edildiği tarih <i>Submission date</i>	

Yazarlar kabul ederler:

Sunulan makalenin yazar(lar)ın orijinal çalışması olduğunu ve intihal yapmadıklarını, Tüm yazarların bu çalışmaya aslı olarak katılmış olduklarını ve bu çalışma için her türlü sorumluluğu aldıklarını, Tüm yazarların sunulan makalenin son halini gördüklerini, onayladıklarını ve başvurduklarını Makalenin başka bir yerde basılmadığını veya basılmak için sunulmadığını, Makalede bulunan metnin, şekillerin ve dökümanların diğer şahıslara ait olan Telif Haklarını ihlal etmediğini kabul ve taahhüt ederler. Sunulan makale üzerindeki mali haklarını, özellikle işleme, çoğaltma, temsil, basım, yayım, dağıtım ve İnternet yoluyla iletim de dahil olmak üzere her türlü umuma iletim haklarını İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ'ne devretmeyi kabul ve taahhüt ederler. Buna rağmen yazarların veya varsa yazarların işverenin patent hakları, yazar(lar)ın gelecekte kitaplarında veya diğer çalışmalarında makalenin tümünü ücret ödemeksizin kullanma hakkı makaleyi satmamak koşuluyla kendi amaçları için çoğaltma hakkı gibi fikri mülkiyet hakları saklıdır. Bununla beraber yazar(lar) makaleyi çoğaltma, postayla veya elektronik yolla dağıtımına hakkına sahiptir. Makalenin herhangi bir bölümünün başka bir yayında kullanılmasına İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ'nin yayımcı kuruluş olarak belirtilmesi ve Dergiye atfta bulunulması şartıyla izin verilir. Atıf yapılırken Dergi Adı, Makale Adı, Yazar(lar)ın Adı, Soyadı, Cilt No, Sayı No ve Yıl verilmelidir. Yayımlanan veya Yayıma kabul edilmeyen makalelerle ilgili dökümanlar (fotoğraf, orijinal şekil vb.) karar tarihinden başlamak üzere bir yıl süreyle İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ'nce saklanır ve bu sürenin sonunda imha edilir. Ben/Biz, telif hakkı ihlali nedeniyle üçüncü şahıslara istenecek hak talebi veya açılacak davalarda İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ ve Dergi Editörlerinin hiçbir sorumluluğunun olmadığını, tüm sorumluluğun yazarlara ait olduğunu taahhüt ederim/ederiz. Ayrıca Ben/Biz makalede hiçbir suç unsuru veya kanuna aykırı ifade bulunmadığını, araştırma yapılırken kanuna aykırı herhangi bir malzeme ve yöntem kullanmadığını taahhüt ederim/ederiz. Bu telif hakkı formu tüm yazarlar tarafından imzalanmalıdır/onaylanmalıdır. Formun ayrı kopyaları (tamamlanmış olarak) farklı kurumlarda bulunan yazarlar tarafından sunulabilir. Ancak, tüm imzaların orijinal veya kanıtlanabilir onaylı olması gerekir.

The authors agree that

the manuscript submitted is his/her/their own original work and has not been plagiarized from any prior work. all authors participated in the work in a substantive way and are prepared to take public responsibility for the work, all authors have seen and approved the manuscript as submitted, the manuscript has not been published and is not being submitted or considered for publication elsewhere, the text, illustrations, and any other materials included in the manuscript do not infringe upon any existing copyright or other rights of anyone. Notwithstanding the above, the Contributor(s) or, if applicable the Contributor's Employer, retain(s) all proprietary rights other than copyright, such as patent rights; to use, free of charge, all parts of this article for the author's future works in books, lectures, classroom teaching or oral presentations, the right to reproduce the article for their own purposes provided the copies are not offered for sale. However, reproduction, posting, transmission or other distribution or use of the article or any material contained therein, in any medium as permitted hereunder, requires a citation to the Journal and appropriate credit to İSTANBUL UNIVERSITY as publisher, suitable in form and content as follows: Title of article, author(s), journal title and volume/issue, Copyright© year. All materials related to manuscripts, accepted or rejected, including photographs, original figures etc., will be kept by İSTANBUL UNIVERSITY for one year following the editor's decision. These materials will then be destroyed. I/We indemnify İSTANBUL UNIVERSITY and the Editors of the Journals, and hold them harmless from any loss, expense or damage occasioned by a claim or suit by a third party for copyright infringement, or any suit arising out of any breach of the foregoing warranties as a result of publication of my/our article. I/We also warrant that the article contains no libelous or unlawful statements and does not contain material or instructions that might cause harm or injury. This copyright form must be signed/ratified by all authors. Separate copies of the form (completed in full) may be submitted by authors located at different institutions; however, all signatures must be original and authenticated.

Makaleyi teslim eden yazarın imzası <i>Signature of the corresponding author</i>	
Makalenin yazarlar ile teması olmayan hakemler: <i>Suggested referees who are not in contact with the authors of the submitted work:</i>	

