

E - ISSN 2667 - 4238



JADER

JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR DERGİSİ

JOURNAL OF GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHES

YIL / YEAR : 2018

SAYI / ISSUE : 1

www.jd.org.tr
www.dergipark.gov.tr/jader

JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR DERĐİSİ (JADER)
JOURNAL OF GEOMORPHOLOGİCAL RESEARCHES
Elektronik ISSN: 2667 - 4238

YIL / YEAR: 2018 SAYI / ISSUE: 1

Sahibi / President

Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology

Hüseyin TUROĞLU

Baş Editör / Chief Editor

M. Kirami ÖLGEN (kirami.olgen@ege.edu.tr)

Editörler / Editors

İsa CÜREBAL (curebal@balikesir.edu.tr)

Mesut ŐİMŐEK (msimsek371@gmail.com)

Kapak Fotoğrafı / Cover Photo

Muhammet Zeynel ÖZTÜRK

Kapak Tasarımı / Cover Design

Murat POYRAZ

© Her Hakkı Saklıdır. Dergide yer alan yazılar kaynak gösterilerek alıntı yapılabilir. Yazıların her türlü sorumluluğu yazarlara aittir.

İletişim / Contact

Laleli Büyük Reşitpaşa Caddesi - Vardar İşhanı - No:30/14 - Fatih – İstanbul

Yayın Danışma Kurulu / Editorial Adviser Board

A. Evren ERGİNAL, Çanakkale Onsekiz Mart University, Turkey
Abdullah SOYKAN, Balıkesir University, Turkey
Darrel MADDY, Newcastle University, UK
David R. BRIDGLAND, Durham University, UK
Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU, Ankara University, Turkey
Hüseyin TUROĞLU, İstanbul University, Turkey
Jereon M. SCHOORL, Wageningen University, The Netherlands
Robert WESTAWAY, University of Glasgow, UK
Tom VELDKAMP, University of Twente, The Netherlands
Tuncer DEMİR, Akdeniz University, Turkey
Uğur DOĞAN, Ankara University, Turkey

Bu Sayının Hakemleri / Reviewers of This Issue

Atilla ÇİNER, Istanbul Technical University, Turkey
Aylin KARADAŐ, Ege University, Turkey
D. Doğu YAVAŐLI, Kırőehir Ahi Evran University, Turkey
Ertuğ ÖNER, Ege University, Turkey
Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU, Ankara University, Turkey
Hüseyin TUROĞLU, İstanbul University, Turkey
İsa CÜREBAL, Balıkesir University, Turkey
M. Kirami ÖLGEN, Ege University, Turkey
Murat KARABULUT, Kahramanmaraő Sütçü İmam University, Turkey
Musa ULUDAĞ, Trakya University, Turkey
Olgu AYDIN, Ankara University, Turkey
Rüya BAYAR, Ankara University, Turkey
Serdar VARDAR, İzmir Kâtip Çelebi University, Turkey

Başlarken (Editörden)

Jeomorfoloji Derneği'nin resmi yayın organı olarak 2018 yılı içinde yayınlanacağını duyurduğumuz Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi'nin ilk sayısı ile karşınızda olmaktan büyük sevinç duyuyoruz. Yayın hayatına başlayan dergimiz; ülkemizde, coğrafya alanındaki tüm konularda yayın kabul eden dergiler dışında, yalnızca jeomorfoloji konusunda yapılan bilimsel çalışmalarını yayınlayacak tek dergidir. Tümüyle çevrimiçi ve uluslararası hakemli olarak, çift dilde (Türkçe ve İngilizce) yayınlanan dergimizin ilk sayısında altısı özgün çalışma, biri derleme olmak üzere toplam yedi makale yer almaktadır.

Ülkemizde bir ihtiyacın ortaya çıkardığı Jeomorfoloji Derneği ve yine bir ihtiyacın ortaya çıkardığı onun resmi yayın organı Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi'nin tüm bilim dünyasına hayırlı olmasını diler saygılarımı sunarım.

M. Kirami ÖLGEN

Baş Editör

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

- Araştırma Makalesi / Research Article** : KAYA YÜZEYİ SERTLİĞİ İLE AYRIŞMA VE KAYA EROZYONUNUN TAHMİN EDİLMESİ: AVŞA ADASI GRANİT FORMASYONLARI ÜZERİNE BİR ÖRNEK ÇALIŞMA / Forecasting weathering and rock erosion through rock surface hardness: A case study on the Avşa Island granite formations..... 1
Hüseyin TUROĞLU
- Araştırma Makalesi / Research Article** : TEKELİ DAĞI'NDA (TOKAT) GEÇ PLEYİSTOSEN BUZULLAŞMALARININ İZLERİ / Traces of Late Pleistocene Glaciations in Tekeli Mountain (Tokat)13
Cihan BAYRAKDAR
- Araştırma Makalesi / Research Article** : FARKLI ŞEKİSEL ÖZELLİKLERE SAHİP KIRINTILI SEDİMANLARIN HİDRODİNAMİK ÖZELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ: KABA ÇAKIL AĞIRLIKLIL NEHİRLERDE YATAK YÜKÜ TAŞINMA MEKANİZMALARI BAKIMINDAN YORUMLANMASI / Visualisation of the solitary grain sediment dynamics of particles of varying shape: Implications for sediment transport over coarse-gravel bed rivers.....26
Tuncer DEMİR
- Araştırma Makalesi / Research Article** : RUSLE (3D) MODELİ KULLANILARAK TOPRAK EROZYONU TAHMİNİ: HAVRAN ÇAYI ÖRNEĞİ / Assessment of soil erosion by RUSLE (3D) model: A case study of Havran basin.....50
Yunus Emre MUTLU, Abdullah SOYKAN
- Araştırma Makalesi / Research Article** : ŞİLE (İSTANBUL) EOLİNİTLERİNDEKİ ÇÖZÜNME BORULARININ KÖKENİ ÜZERİNE ÖN BULGULAR / Preliminary results on the origin of dissolution pipes in coastal eolianites of Şile (İstanbul).....67
Muhammed Zeynel ÖZTÜRK, Çağlar ÇAKIR, Mustafa AVCIOĞLU, T. Ahmet ERTEK, Nabi EVREN, Ahmet Evren ERGİNAL
- Derleme / Review** : SÜPER VOLKANLAR VE KÜRESEL ETKİLERİ / Super volcanoes and global effects.....80
Hakan YIĞITBAŞIOĞLU
- Araştırma Makalesi / Research Article** : TRAKYA YARIMADASI'NIN JEOMORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ / Geomorphometric Features of Thrace Peninsula..... 87
Emre ÖZSAHİN, İlker EROĞLU

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

KAYA YÜZEYİ SERTLİĞİ İLE AYRIŞMA VE KAYA EROZYONUNUN TAHMİN EDİLMESİ: AVŞA ADASI GRANİT FORMASYONLARI ÜZERİNE BİR ÖRNEK ÇALIŞMA

Forecasting weathering and rock erosion through rock surface hardness: A case study on the Avşa Island granite formations

Hüseyin TUROĞLU

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

turogluh@istanbul.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0003-0173-6995>

Makale Tariğesi

Geliő 07 Mayıs 2018

Düzenleme 22 Haziran 2018

Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 07 May 2018

Received in revised form 22 June 2018

Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Kaya yüzey sertliği, Granit, ayrışması, Kaya erozyonu, Schmidt çekici

Keywords

Rock surface hardness, Granite, weathering, Rock erosion, Schmidt hammer

Atıf Bilgisi / Citation Info

Turoğlu, H. (2018). Kaya yüzeyi sertliği ile ayrışma ve kaya erozyonunun tahmin edilmesi: Avşa adası granit formasyonları üzerine bir örnek çalışma, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 2018 (1): 1-12

ÖZET

Kaya erozyonu ve onun Őiddeti ayrışmanın Őiddeti ile doğru orantılıdır. Ayrışmanın Şiddetli olduğu kayalarda erozyon hızlı ve etkili olarak gelişme gösterir. Kaya yüzey sertliğindeki değişkenlik ise kayalardaki ayrışma seviyesinin göstergesidir. Ayrışmaya uğrayan kayalarda "Kaya yüzey sertliği" azalma yönünde değişim gösterir. Kaya yüzey sertliği Schmidt çekici ile ölçülebilir ve sayısal olarak ifade edilebilir, sınıflandırılabilir.

Bu çalışmada; Avşa Adası'nda (Marmara Denizi, Türkiye), Schmidt çekici kullanılarak Granit Kaya yüzey sertliği ölçümü yapılması, sonuçların Avşa Adası için ayrışma ve erozyon göstergesi olarak değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Avşa Adası granitlerinde, 100 farklı lokasyonda, Schmidt çekici kullanılarak kaya yüzey sertliği ölçümü yapılmıştır. Ölçüm verilerinin istatistiksel analizleri yapılmış, analizler ile elde edilen yeni verilerin arazi kontrolleri gerçekleştirilmiştir. İlk sonuçlar; Avşa Adası için sertlik tanımlamaları açısından sınıflandırılarak, aşınma derecesi ve erozyon potansiyeli göstergesi olarak değerlendirilmiştir.

Sonuçlar Avşa Adası'nın Granit kayalarının 3 temel grup olarak sınıflandırılabileceğini göstermektedir. Granitlerin % 40 ı "Sert" ve henüz Şiddetli ayrışmaya uğramamış, erozyona karşı dirençlidir. % 10 oranındaki 2. Grup; "Orta ve Zayıf" sertliktedir. %50 oranındaki 3. Grup granitler ise "Çok Zayıf" olarak tanımlanmıştır. 3. Grup granitler Şiddetli ayrışma ile deforme olan ve yüksek erozyon potansiyeline sahip kayalardır.

ABSTRACT

Rock erosion and its severity are directly proportional to the severity weathering. Erosion develops rapidly and effectively in rocks where the weathering is severe. The variations in the rock surface hardness values are indication of the weathering level of rocks. Rock surface hardness values tend to decrease on the weathered rocks. Rock surface hardness itself can be measured and classified easily using a Schmidt hammer.

The purpose of this study is to asses and analyse the rock hardness across Avşa Island (in the Marmara Sea, Turkey) using the Schmidt hammer methodology.

Rock surface hardness measurements were made on Avşa Island granites at 100 different locations using the Schmidt hammer. A statistical analysis of the measurement data was carried out followed by field controls of the new data obtained from the analysis. The results were used to create a rock surface hardness classification for Avşa Island, and were also assessed as indicators of weathering rate and erosion potential.

This new classification indicates that Avşa Island's Granite rocks can be segmented into 3 basic groups. 40% of the granites are "Hard", without serious weathering and resistant to erosion. The second group, represents 10% of the of Avşa Island's granite and is classified as

"Medium to Weak". The remaining 50% Group 3 granites in the Avşa Island fall into the "Very weak" class. Group 3 granites are rocks deformed by weathering, and have high erosion potential.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tm hakları saklıdır. All rights reserved.

GİRİŐ

Yeryz; kaya ve ayrışma rn alloktan ya da otokton rt malzemelerden oluşur. Kaya ya da rt yüzeylerde; aşınma ve aşınan malzemenin taşınmasıyla gerçekleşen eksilme ve bu yolla meydana gelen fiziksel değişim, genel anlamda erozyon olarak tanımlanır. Kaya yüzeylerde meydana gelen erozyon ise ayrışmaya indeksli olup, anakaya yüzeyindeki ayrışmaya bağlı olarak gelişme gösterir. Ayrışma ise basit tanımı ile kaya yüzeyinden itibaren dış etken ve süreçlere bağlı olarak gelişme gösteren kimyasal ve fiziksel değişimi tanımlar. Kaya yüzeylerindeki ayrışma derecesi ile kaya yüzey erozyonu arasında doğrudan ilişki vardır. Hatta kaya yüzeylerindeki ayrışma derecesi; erozyon şiddetini ve gelişim seviyesini belirleyici temel faktörlerden, göstergelerden biridir. Burada meydana gelen ayrışma, kaya yüzey sertliğinin değişmesine neden olur. Ayrışma şiddeti arttıkça kaya yüzey sertliği de azalır. Kaya yüzey sertliğindeki azalma; kaya yüzeyinin aşınıma karşı direncinin azalması, kaya yüzey erozyonunun şiddetlenmesi anlamına gelmektedir.

Kaya yüzey sertliği ile kaya yüzey ayrışma derecesi arasında ters orantı vardır. Kaya ne kadar sertse, bu kayanın ayrışma derecesi ve gelişen erozyon şiddeti o oranda zayıftır. Bu ilişki nedeni ile kaya yüzey sertliğinin sayısal değeri, kaya yüzeyi ayrışma derecesinin göstergesi olarak kullanılmaktadır (Mol, 2014; Moses, vd. 2014). Bu yaklaşımdan hareketle, kaya yüzey sertliğindeki değişimin llmesi; kaya yüzeyinde meydana gelen ayrışma ve kaya yüzey erozyonu için sayısal öngörülere imkn vermektedir.

Schmidt çekici, 1948 yılında Ernst Schmidt tarafından tasarlanmış olup, özellikle inşaat sektöründe betonun yüzey sertliğinin yerinde test edilmesi için kullanılmakta olan bir lme aracıdır (Web 1; Web 2; Web 3; Web 4). lme yöntemi çok basit bir mekanizma ile çalışmakta

olup, uygulanan yüzey sertliğine bağlı bir geri tepme değerinin elde edilmesi prensibine dayanır (Basu ve Aydın, 2004; Aydın ve Basu 2005). Kaya yüzey sertlik lmleri Schmidt çekici ile yaygın olarak yapılmaktadır (Day ve Goudie 1977; Day 1980; Colman 1981; Augustinus 1992; Yılmaz ve Sendir 2002; Ericson 2004; Yaşar ve Erdoğan 2004; Goudie, 2006; Saptonoa vd. 2013; Mol, 2014; Moses vd., 2014). Bu veri; niteliği nedeni ile jeomorfoloji araştırmalarında da kullanılmaktadır (McCarroll, 1991; Goudie, 2006; Aoki ve Matsukura, 2007; Day 2010; Shobe vd., 2017).

Bu çalışmada, bir rneklemeye uygulaması olarak; Avşa Adası'nda (Marmara Denizi), granit kaya yüzey sertliği değişiminin llp, sonuçların çalışma sahasına ait olmak üzere, ayrışma ve erozyon amaçlı değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Kaya yüzey sertlik lmleri; Schmit ekici (Geohammer rock test hammer, Classic N type) kullanılarak, Avşa Adası'nda, deniz seviyesinden 0-70m yükselti aralığında, farklı lokasyonlarda 100 adet rneklemeye yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar ile ölçüm yapılan granit yüzeylerdeki erozyon ve ayrışma özellikleri, arazide kontrol edilerek doğruluk testleri uygulanmıştır. Araştırma; Avşa Adası'nda (Doğu 27° 29' – 27° 33' ve Kuzey 40° 28' – 40° 32'), 0-70m yükselti aralığında, bakı ayırımı yapılmaksızın, doğal ya da yapay örtüden yoksun, atmosferik koşullara açık, yılın Temmuz-Ağustos döneminde, temiz ve kuru granit yüzeyleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. lm sonuçları; istatistiksel veri analizleri uygulanarak, mekânsal temsil özellikleri anlamlandırılmış, daha sonra da kaya ayrışma seviyesi ve erozyon indikatörü perspektifinde ilişkilendirilerek çıkarımlar yapılmıştır.

Kaya Yüzey Sertliği-Ayrışma-Erozyon İlişkisi

Kayaların ayrışması ile kaya erozyonu birbirinden farklı ancak birbiri ile yakın ilişkisi olan gelişmelerdir ve ayrışma ile erozyon

arasında doğru orantı vardır. Kayadaki ayrışma ne kadar güçlüyse, erozyon o kadar şiddetli olarak gelişir.

Ayrışma; kayanın parçalanmasını, parçalanma/dağılma direncinin ve sertliğinin azalmasını ifade eden temel süreçtir. Kayanın erozyona doğal süreçlerle hazırlanması aşamasıdır. Ayrışmanın etkisiyle sert kaya, giderek sertliğini kaybeder. Örtüden yoksun kaya yüzeylerinin atmosferik etkiler ile karşılaşmasıyla; iklim ve çevresel koşulların etkisi altında, mekanik(fiziksel), kimyasal ve/veya biyolojik yollarla, kaya yüzeyinden itibaren ayrışma başlar. Bu gelişme; kayanın doğal sertliğini, azaltacak şekilde değiştirir ve aşınımına karşı kayanın direncini zayıflatır (Hall vd., 2012; Mol, 2014; Moses, vd. 2014; Goudie, 2016).

Erozyon ise ayrışma ürünü kaya malzemelerinin, sedimentlerin akarsu, rüzgâr, gravite, dalga-akıntılar hatta buzul tarafından

taşınarak başka yerlere götürülmesi olarak tanımlanır (Sharma, 2010; Huggett, 2011; Moses, vd. 2014).

Kaya yüzey sertliği ve onun atmosferik ve çevresel koşullardan kaynaklanan değişimi ölçülebilir sayısal değerler ile ifade edilebilir, tanımlanabilir, sınıflandırılabilir (Goudie, 2006; Viles vd. 2011; Mol, 2014; Moses vd. 2014; Goudie, 2016). Önceki bazı çalışmalarda (Selby 1980; Goudie, 2006; Placek ve Migoń 2007), Schmidt çekici kaya yüzey sertliği ölçümü sonuçları sınıflandırılarak her sınıfa ait kaya yüzey sertlik tanımlaması yapılmıştır (Tablo 1). Dolayısıyla kaya yüzey sertliği ile ayrışma ve erozyon arasında doğrudan bir ilişki olup, bu yakın ilişkinin korelasyonu yapılabilir (Day,1980; Goudie, 2016). Bir başka ifadeyle; kaya yüzey sertliği değeri, kayanın ayrışma derecesinin güvenilir tanımlayıcı sayısal göstergesidir.

Tablo 1: Schmidt çekici test sonuçlarının kaya yüzey sertliği amaçlı sınıflaması (Selby 1980; Placek ve Migoń 2007).

Schmidt Çekici Geri Tepme Değeri	Kaya yüzey sertlik tanımı	Derece
100-60	Çok sert	1
60-50	Sert	2
50-40	Orta	3
40-35	Zayıf	4
35-10	Çok zayıf	5

VERİ ve YÖNTEM

Arazi Ölçümleri

Schmidt çekiçi (Şekil 1); kaya yüzeylerin mekanik özelliklerini belirlemek için yaygın olarak kullanılan, güvenilir, hızlı ve ucuz bir yüzey sertliği ölçüm aletidir (ISRM, 1978). Uygulanması ve verilerinin kullanılması da son derece kolaydır. Bu çalışmada klasik N tipi Schmidt çekici kullanılmıştır. Schmidt çekici kaya yüzey sertliği ölçümü; kaya yüzeyine yapılan enerji vuruşuna bağlı gerçekleşen geri tepme seviyesi sayısal tespiti esasına dayanmaktadır (ISRM 1978; Aydın, 2008).

Sonuçların güvenilir olması için ölçüm yapılacak olan kayanın ölçüm koşulları önemlidir (Aydın ve Basu, 2005; Aydın, 2008). Bu çalışmada, Avşa Adası'nda, toplam 100 farklı lokasyonda, Granit kaya yüzey sertlik

testi yapılmıştır. Kaya yüzey sertlik testleri için lokasyonlar; deniz seviyesinden 0-70m yükselti aralığında seçilmiştir. Ölçümler genel kabul görmüş prosedür (ISRM, 1978; Basu ve Aydın, 2004; Aydın ve Basu, 2005; Aydın, 2008) esas alınarak; bakı ayırımı yapılmaksızın, doğal ya da yapay örtüden yoksun, atmosferik koşullara açık, Temmuz-Ağustos döneminde, temiz ve nemden yoksun kuru granit yüzeyleri üzerinde, Şekil 1 de gösterilen ve aşığıdaki paragrafta özetlenen prensipler esas alınarak gerçekleştirilmiştir.

Test edilecek kaya yüzeyi düz, temiz ve kuru olmalıdır. Genellikle tercih edilen uygulama; test yapılacak kaya yüzeyinde 30 cm x 30 cm lik bir alanın belirlenmesi ve bu alan içinde sistematik olarak 10-25 arasında test vuruşu

yapılması ile tamamlanır. Bu çalışmada yapılan ölçümler; kaya yüzeyinde belirlenen 30 cm x 30 cm lik bir alanda, 5 cm lik ereve boşluğu bırakılarak ve 5 cm lik karelay yapılarak (4 cm x 4 cm=16 hücre), her hücreye tek vuruş olmak üzere, sistematik 16 vuruş ile

gerçekleştirilmiştir (şekil 1). Her vuruştan sonra geritepme seviyesini gösteren bir “R değeri” okunarak, bu R değerinin deniz seviyesinden yükseltisi ve koordinatları birlikte kayıt edilmiştir.



şekil 1: Kaya yüzey sertlik ölçümleri için bu çalışmada kullanılan “DRC ECTHA 1500 Kaya Test çekici” ve ölçüm şablonu.

“R değeri” okumaları tamamlandıktan sonra, R değerinin aritmetik ortalaması hesaplanmıştır. Bulunan “Geritepme Aritmetik Ortalama Değeri (Ro)” test edilen kaya yüzey sertliği olarak kabul edilmiştir. “Aritmetik Ortalama” değerinin yanı sıra ayrıca her ölçüm seti için “Açıklık”, “Standart Sapma Varyansı” ve “Standart Sapma” değerleri hesaplanmıştır.

Sonuçlar gruplandırılıp, kaya yüzey sertlik geritepme değeri derecelendirmesi ve tanımlamaları yapılmıştır. Daha sonra, sonuçların doğruluk kontrolleri, ölçüm yapılan kayaların ayrışma ve erozyon özelliklerinin arazideki kontrolleri ile tamamlanmıştır.

İstatistiksel Analizler

Schmidt çekici kullanılarak, granitler üzerinde yapılan bazı kaya yüzey sertliği ölçüm çalışmalarında ortalama geri tepme değeri; Sierra Nevada granitlerinde $Ro=48-53$ aralığında (Ericson, 2004), İsveteki granitlerde $Ro= 55-56$ aralığında (Ericson, 2004), İngiltere’de Shap granitlerinde $Ro=59.4-61.1$ aralığında (Day ve Goudie, 1977), Niğde çevresindeki granitler üzerinde yapılan çalışmada $Ro=55.7-62.5$ aralığında (Kahraman vd., 2002) bulunmuştur.

Avşa Adası’nda, her ölçüm verisi için örnekleme başına 16 vuruş yapılarak, 100 ayrı ölçüm lokasyonunda gerçekleştirilen bu çalışmada; ölçümlerin aritmetik ortalamalarına ait gruplama yapılmıştır. Schmidt çekici ölçümlerinin %40 ının aritmetik ortalamasının $Ro= 50.75 - 57.13$ aralığında, ölçümlerin %10 unun aritmetik ortalamasının $Ro= 36.25 - 40.19$ aralığında, ölçümlerin %50 sinin aritmetik ortalamasının $Ro= 17.06 - 33.63$ aralığında olduğu görölmüştür.

Kaya yüzeyinin belli bir bölümünden, tek lokasyon için 16 R değeri ölçümünün yapılması; tek bir R değerinin ölçüm yüzeyinin tamamını temsil etmesinin mümkün olmayacağı gerçeğinden dolaydır. 16 vuruş; 30x30 cm lik bir alan içinde yapılmıştır ve Aritmetik Ortalama (Ro) tek bir “Geri Tepme değeri” olarak kabul edilir. Ancak bu Ro değerinin, gerçekte ölçüm yapılan alanın tamamını ne derece doğrulukta temsil ettiği ise şüphelidir. Zira birbirine çok yakın olan R değerleri ve birbirinden çok farklı olan R değerleri, aynı aritmetik ortalamayı verebilir. Bu iki farklı durumu temsil eden kaya yüzeylerinin ayrışma derecesi ve erozyon potansiyeli de farklı karakterler gösterir.

Ölçülen kaya yüzeyi R değerlerinin; Aritmetik Ortalama (Ro) ile benzeşen değerler olup olmadığı, aritmetik ortalamadan ne kadar uzaklaşan değerlerden oluştuğu ya da Aritmetik Ortalama (Ro) ya göre dağılımlarının belirlenebilmesi için; Açıklık (A), Standart Sapma Varyansları (S) ve Standart Sapma (P) istatistiksel analizlerin açıklamaları Tablo 2

Tablo 2: Schmidt çekici Geri Tepme (R) değeri sonuçlarının kaya yüzey sertlik özelliklerinin tanımlanması amaçlı olarak yapılan istatistiksel analizler.

Aritmetik Ortalama (Ro)	$= (R_1+R_2+R_n)/R_n$	(1)
Açıklık (A)	$= (R_{max} - R_{Min})$	(2)
Standart Sapma Varyansı (S)	$= ((R_1 - O)^2 + (R_2 - O)^2 + \dots + (R_n - O)^2) / (R_n - 1)$	(3)
Standart Sapma (P)	$= \sqrt{S}$	(4)

Aritmetik Ortalama (Ro); 16 R değeri toplamının R sayısına (ölçüm sayısına) bölünmesi ile bulunan sayısal değerdir (Tablo 2).

Açıklık (A); 16 R değeri içinde yer alan Maksimum ve Minimum R değerlerinin farkıdır (Tablo 2). Bu farkın büyük olması; Aritmetik ortalamadan aynı oranda uzaklaşılan R değerlerinin var olduğunu gösterir. Bir başka ifadeyle ölçüm alanı içinde birbirinden farklı sertlik değerlerine sahip bölümlerin var olduğunu söyleyebiliriz.

Varyans (S); bir sayı kümesindeki sayıların, o sayıların ortalamasına olan yakınlığı-uzaklığını sayısal değer ile gösterir (Tablo 2). Tablo 3 de; her lokasyonda yapılan 16 vuruş değerinin "Standart Sapma Varyansı" hesaplanmıştır. Standart Sapma Varyans (S) değerinin yüksek olması; 16 vuruşa ait her bir R değerinin aritmetik ortalama değerinden çok farklı ya da uzak değerler olduğunu gösterir. Bunun anlamı; S değeri arttıkça kaya yüzeyindeki farklı sertlik alanlarının sertlik derece farklılıklarının büyük olduğu anlaşılmaktadır.

Standart Sapma (P); her bir ölçüm lokasyonunda elde edilen 16 R değerinin ne kadarının Aritmetik Ortalamaya (Ro) yakın olduğunu, bir anlamda aritmetik ortalamaya göre dağılımı gösterir (Tablo 2). P değerinin küçük olması R değerlerinin dağılımının O değerine yakın olduğunu, P değerinin büyük olması ise R değerlerinin dağılımının O değerinden uzak olduğunu göstermektedir. Bir başka ifadeyle; P değerinin yüksek olması kaya yüzeyinde farklı sertlik alanlarının yaygın olduğunu, kaya yüzey sertliğinin homojen

deki gibidir. Bu analizlerin sonuçları kaya yüzeyinin sertlik değişkenliği ve dolayısıyla ayrılma derece çeşitliliği ve erozyon indikatörü hakkında anlamlı çıkarımlar yapma imkânı verir. 100 lokasyonda yapılan, 16'şar vuruşun R değeri için Aritmetik Ortalama (Ro), Açıklık (A), Standart Sapma Varyansları (S) ve Standart Sapma (P) değerleri hesaplanmıştır (Tablo 3).

olmadığının, P değerinin düşük olması ise kaya yüzeyindeki aşınımaya karşı direnç homojenliğinin göstergesidir.

BULGULAR

Çalışma sahasında Schmidt çekici kullanılarak gerçekteştirilen granit kaya yüzeyi sertlik ölçümü R değerleri ve bunların istatistiksel analiz sonuçları, Tablo 3 de R değeri oransal dağılımı esas alınarak, R aralığı; Sertlik tanım ve dereceleri perspektifinde gruplandırılmıştır. Schmidt Çekici Geri Tepme değeri Aritmetik Ortalaması; Ro=50-60 arasında olan yüzeyler genel olarak aşınımaya karşı dirençli "sert kaya yüzeyleri" olup, sertlik derecesi 2 (Sert) dir ve yapılan ölçümlerin %40'ı Ro=50,75-57,13 aralığındadır (Tablo 3) (Foto 1).

Bu grup içinde yer alan Ro=53.81-55.50 örneklemelerin aritmetik ortalamaları sert granit yüzeyleri tanımlamasına karşın, A=26-28 arasında olması R_{Max} ve R_{Min} arasında çok önemli farklılıklar olduğunu göstermektedir. Bu gösterge; ölçüm alanı içinde R_{Max} ve R_{Min} değerlerinin Ro dan uzaklaşan sapmalarına işaret etmektedir. Standart Sapma Varyansının (S= 38,70-50,93) ve Standart Sapma (P= 6,22-7,14) değerlerinin de diğerlerine göre çok yüksek çıkması; bu sonuçların alındığı ölçüm yapılan 30x30 cm lik alan içinde kaya sertlik değerinin ve bölgelerinin belirgin şekilde çeşitlilik gösterdiğine, kaya yüzey sertliğinin homojen olmadığına işaret etmektedir (Tablo 3). Buna karşın, A değerinin 20 den az olduğu, yüksek R değerlerine ait ölçümler; ölçüm yapılan kayanın sertliğindeki homojenliğin

göstergesidir.

Tablo 3: Schmidt çekici Geri Tepme (R) değeri sonuçlarının kaya yüzey sertlik özelliklerinin istatistiksel analizleri ve sınıflamaları.

Dağılış	Toplam (M)	Aritmetik Ortalama (Ro)	Açıklık (A)	Standart Sapmanın Varyansı (S)	Standart Sapma (P)	Ro Aralığı	Sertlik Tanım	Sertlik Derecesi
40%	914	57,13	14,00	19,18	4,38	50-60	Sert	2
	889	55,56	15,00	20,80	4,56			
	888	55,50	28,00	50,93	7,14			
	876	54,75	26,00	60,47	7,78			
	867	54,19	27,00	46,30	6,80			
	861	53,81	26,00	38,70	6,22			
	856	53,50	20,00	33,87	5,82			
	812	50,75	14,00	23,40	4,84			
5%	643	40,19	22,00	32,30	5,68	40-50	Orta	3
5%	580	36,25	34,00	118,87	10,90	35-40	Zayıf	4
50%	538	33,63	20,00	40,12	6,33	10-35	Çok zayıf	5
	512	32,00	10,00	10,13	3,18			
	388	24,25	8,00	5,80	2,41			
	360	22,50	14,00	17,87	4,23			
	355	22,19	9,00	6,43	2,54			
	343	21,44	8,00	3,46	1,86			
	337	21,06	8,00	7,26	2,69			
	319	19,94	11,00	7,13	2,67			
	308	19,25	8,00	5,80	2,41			
	273	17,06	4,00	1,53	1,24			

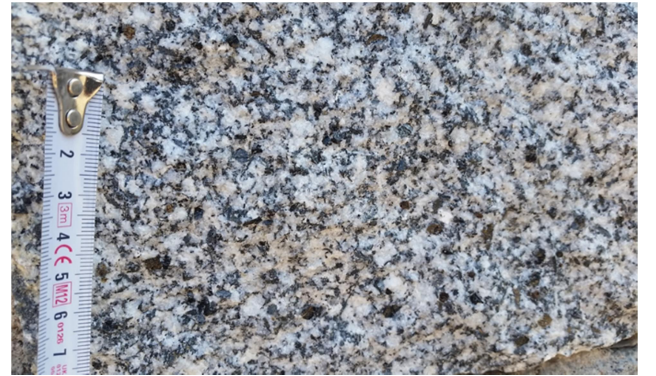


Foto 1: Schmidt çekici Geri Tepme değeri R= 50 - 60 aralığında olan ölçümlerin yapıldığı, Tablo 1 de sertlik derecesi 2 (sert) olarak tanımlanan granit kaya yüzey örnekleri.

Schmidt çekici geri tepme değeri aritmetik ortalaması $R_o=40-50$ arasında olan ölçümler, kaya yüzeyi sertlik sınıflamasında, sertlik derecesi 3 (Orta) ile tanımlanan, $R=35-40$ arasında olanlar da sertlik derecesi 4 (Zayıf) ile tanımlanan gruplar olup, bu her iki grup; çalışma sahasında yapılan ölçümler içinde, genel dağılımın sadece %5lik dilimleri ile temsil edilmektedir (Tablo 3) (Foto 2).

Tor topografyasının geliştiği granit yüzeylerde (Foto 3) yapılan ölçümlerde; Geri Tepme

değerleri $R_o=36,25-40,19$ aralığında, Standart Sapma ($P=5,68-10,90$) ve Standart Sapma Varyansı ($S=32,30-118,87$), R_{max} ve R_{min} değerleri ise $A=22,00-34,00$ aralığında ölçülmüştür. Bu sayısal sonuçlar, ait oldukları arazide ölçüm yapılan sahalarda kontrol edildiğinde; Standart Sapma ve Varyans değerlerinin yüksek ve değişkenlik göstermesinin, çatlak yoğunluğu değişkenliği ve blok boyutları ile ilişkili olduğu görülmüştür.



Foto 2: Schmidt çekici Geri Tepme değeri R: 40-50 aralığında olan ölçümlerin yapıldığı, Tablo 1 de sertlik derecesi 3 (orta) olarak tanımlanan granit kaya yüzey örnekleri.



Foto 3: Avşa Adası granitlerinde gelişen tor topografyasına ait Schmidt çekici ölçümleri yapılan örnekler.



Foto 4: Bu fotodaki örnekte de olduğu gibi eksfoliasyon gözlemlenen granit yüzeylerde; geri tepme değeri düşük, A, S, P değerleri ise yüksek çıkmıştır.



Foto 5: Likenli granit yüzeylerde $R_o = 32,00-33,63$ arası çıkması; bu durumdaki kaya yüzeylerinin aşınma karşı direncin "Zayıf-Çok Zayıf" sınırına işaret etmektedir.

Eksfoliasyon gözlemlenen tor topografyasının geliştiği granit yüzeylerde (Foto 4) ise Geri Tepme değerleri $R_o=33,63-36,25$ aralığında, Standart Sapma $P=6,33-10,90$ ve Standart Sapma Varyansı $S=40,12-40,12$ aralığında, R_{max} ve R_{min} değerleri ise $A=20,00-34,00$ olarak ölçülmüştür (Tablo 3). R_o değerlerinin düşük çıkmasına karşın, aynı zamanda A, P, S değerlerinin yüksek çıkması dikkat çekicidir.

Granit kaya yüzeylerindeki liken varlığı ve yoğunluğunun R değeri ile olan ilişkisi de dikkat çekicidir. Yüzeyinde likenlerin yaygın olarak yer aldığı granit yüzeylerinde (Foto 5); düşük R değerleri ($R_o = 32,00-33,63$), düşük Standart Sapma ($S = 3,18-6,33$) ve yüksek Varyans değerleri ($V = 10,13-40,12$) ölçülmüştür. Ölçüm öncesinde granit yüzeyinden mevcut likenler temizlenmiş ve ölçüm için uygun koşullar sağlandıktan sonra ölçüm yapılmıştır. Tablo 1 deki sınıflar itibarıyla; sertlik derecesi 4-5 arası

olan bu örneklemelerin arazi gözlemlerinde belirlenen ortak özelliği; kaya yüzeyinin yaygın olarak likenlerle kaplı olmasıdır. Liken ile kaplı yüzeyler standart sapmayı ve varyansı yükselterek, aritmetik ortalamayı düşürmektedir.

Çalışma sahasında yapılan ölçümler içinde, genel dağılımın %50 lik oranı; $R= 10-35$ arası olan ve sertlik derecesi 5 (Çok zayıf) ile tanımlanan kaya yüzeyleriyle temsil edilmektedir. Gerçekleştirilen 100 örnekleme içinde, bu grup; $R_o= 17,06-33,63$ aralığındadır (Tablo 3). Bu grup içindeki ölçümlerin dikkat çekici ortak özelliği; Açıklık (A), Standart Sapma Varyansının (S) ve Standart Sapma (P) değerlerinin, birkaç örnek haricinde ($R_o=33,63$, $R_o=32,00$ gibi), genel olarak düşük çıkmasıdır (Tablo 3) . Bir başka ifadeyle; her bir ölçüm lokasyonunda yapılan 16 ölçüm, Aritmetik Ortalamaya yakın değerler göstermekte olup,

bu durum kaya yüzey sertliğinin aşınımaya karşı dirençsiz olduğuna ve tüm kaya yüzeyinin

homojen olduğuna işaret etmektedir.



Foto 6: Geri tepme değeri R: 17-25 aralığında olan ölçümlerin yapıldığı, Tablo 1 de sertlik derecesi 5 (ok zayıf) olarak tanımlanan grubun alt sınır örneklerine ait az eğimli yamaçlara ait granit kaya yüzeyleri. Yarıntı erozyonunun yaygınlığı ve derin yarıntı kanallarındaki arena birikimleri dikkat çekici şekilde yaygındır.

Hem R değerlerinin düşük ($R=17-25$) hem de Standart Sapma ($S=1,24-2,41$) ve Varyansın da düşük ($V=1,53-5,80$) olması kimyasal ayrışmanın şiddetli ve kaya yüzeyindeki yaygın etkisini göstermektedir. Bu yüzeylerde yarıntı

erozyonu ileri derecededir. Arena oluşumu çok gelişmiştir. Kaya diplerinde ve erozyonal yarıntılar içinde kuvars kumları yaygındır (Foto 6, Foto 7).



Foto 7: Geri tepme değeri R: 17-25 aralığında olan ölçümlerin yapıldığı, Tablo 1 de sertlik derecesi 5 (çok zayıf) olarak tanımlanan grubun alt sınır örneklerine ait dik yamaç granit kaya yüzeyleri. Geri tepme değeri R: 17-25 aralığında olan dik yamaçlarda ayrışma çok ileri düzeyde gelişmiştir. Yamaç eteklerinde ve eğim kırığı bölümlerinde farklı tane boyutlardaki döküntüler şeklinde granit kırıntıları ve arena oluşumları çok yaygındır.

SONUÇLAR

Yukarıda özetlenen bulgular ve aşağıda elde edilen sonuçlar; temel olarak, Avşa Adası örneklemelerine ait elde edilen Schmidt Çekici Geri Tepme ölçüm verileri ve bu ölçümler sırasında arazideki gözlem ve doğrulama tespitlerine aittir. Granitler üzerinde daha önce yapılmış ve yayınlanmış, metin içinde atıfları yapılan çalışmaların sonuçları bu araştırmanın ölçüm ve değerlendirmeleri ile çok büyük oranda benzeşmektedir.

Schmidt çekici geri tepme değeri aritmetik ortalamasının yüksek olması; genel anlamda altere olmamış, sert, aşınıma karşı dirençli granit yüzeyi temsil etmektedir. Ancak A, P, S, değerlerindeki yüksek değişkenlikler bu genel durum içindeki problemlere işaret etmektedir.

Yüksek Ro değerleri, aynı zamanda düşük A, P, S değerlerine sahipse; 16 ölçüm sonucunun birbirine yakın R değerlerine sahip olduğunu, ölçüm alanının her tarafının aynı kaya yüzey sertliğine sahip olduğunu, granit kayasının bütün olarak doğal sertliğini halen koruduğunu, henüz ayrışma gelişiminden

korunduğunu, erozyona karşı dirençli granit yüzeyler olduğunu gösterir.

Yüksek Ro değerine rağmen; A değerinin yüksek çıkmasının; aritmetik ortalamadan çok ciddi şekilde uzaklaşan ölçümleri ile derin çatlakların varlığına, P, S değerlerinin yüksek çıkması kayanın özellikle yüksek çatlak yoğunluğuna sahip olduğuna, dolayısıyla fiziksel parçalanma süreci içinde olduğuna işaret etmektedir. Arazi gözlemlerinde; farklı boyutlardaki kenarlı köşeli anakaya kırıntılarının bu ölçüm lokasyonlarında yaygın olarak yer alması fiziksel parçalanmanın kanıtları olarak kabul edilebilir. Bu ölçümlere ait kayalarda fiziksel parçalanma delilleri kayadaki çatlaklardır. Bunlar kayayı erozyona hazırlar, erozyon tehlikesinin riski bu kayalardaki ayrışma derecesine bağlıdır.

Ro değerleri itibarıyla sertlik derecesi 3 (Orta) ve 4 (Zayıf) civarında ölçülen örneklemelerin; genellikle üzerinde likenlerin yaygın olarak yer aldığı, eksfoliasyon şeklindeki ayrışma gelişimine sahip, genel anlamda tor topografyası granit yüzeylere denk geldiği görülmüştür. Bu grup ölçüm veren granitler

üzerinde kimyasal ve fiziksel ayrışma etkisi çok belirgindir. Kaya yüzeyinde erozyonal gelişim formları gözle görülebilir (makro ölçekte) ve tanımlanabilir niteliktedir. Erozyonun şiddetini ise likenlerin yaygınlığı ve exfoliasyonun gelişimi denetlemektedir.

Sadece %10 luk dilim ile temsil edilen Orta (3) ve Zayıf (4) sertlik derecesine sahip granit örneklerinde A, P ve S değerlerinin yüksek çıkması; çatlak yoğunluğunun ve fiziksel parçalanma gelişiminin ölçüm alanı içinde ileri derecede olduğuna (granit yüzey sertliğinin azalması) işaret etmektedir. Bu durum; kimyasal ayrışmanın da katkısıyla, kayanın ayrışma derecesinin yükselmesine ve erozyona karşı direncinin zayıflamasına işaret etmektedir. Arazi kontrollerinde, bu tür granitler üzerinde başlangıç aşamasındaki yarıntı erozyonunun oldukça yaygın olduğu görülmüştür.

Ro, A, S ve P değerleri ile arazi kontrolleri birlikte değerlendirildiğinde; Likenlerin örnekleme alanındaki kapladıkları alanının oranı ile kaya yüzey sertliği derecesi arasında ters orantı olduğu anlaşılmıştır. Liken alanı büyüdükçe kaya yüzey sertliği azalmakta ve kaya sertliği zayıftan çok zayıfa doğru değişim göstermektedir. Bu durum, biyolojik ayrışmanın kaya yüzeyindeki bozuşma etkisini göstermektedir.

Düşük Ro değerleri; düşük A, P, S değerlerine sahipse granit kayasının doğal sertliğini koruyamadığına, özellikle kimyasal ayrışmanın baskın bir süreç olduğuna ve ölçüm yapılan tüm alanın benzer sertliğe, homojen bir kaya direncine, dolayısıyla ayrışma derecesi ve erozyon şiddetine sahip olduğuna işaret etmektedir.

Homojen ve çok zayıf (5) sertlik derecesine sahip, Schmidt çekici Geri Tepme (R) değerinin her birinin birbirine çok yakın olduğu, Avşa Adası'ndaki ölçüm lokasyonlarında yapılan arazi gözlemlerinde; arena oluşumu ve özellikle az eğimli yamaçlarda yaygın olarak şiddetli yarıntı erozyonunun gelişmiş olduğu görülmüştür. Granitin kimyasal ayrışması ile altere olması, sertliğini dolayısıyla aşınımına karşı direncini kaybedip dağılması ve erozyona uğramasının doğal sonucudur.

KAYNAKÇA

- Aoki, H. & Matsukura, Y. (2007) A new technique for non-destructive field measurement of rock-surface strength: an application of the Equotip hardness tester to weathering studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32/ 12: 1759–1769, DOI: 10.1002/esp.1492.
- Augustinus, P.C. (1992) Rock resistance to erosion: some further considerations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 563-569.
- Aydın, A. ve Basu, A. (2005) The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 41: 1211-1214.
- Aydın, A. (2008) ISRM Suggested Method for Determination of the Schmidt Hammer Rebound Hardness: Revised Version. R. Ulusay (Ed.), *The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007–2014*: 25-33. DOI: 10.1007/978-3-319-07713-0.
- Basu, A. & Aydın, A.A. (2004) Method for normalization of Schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 41:1211-1214.
- Colman, S.M. (1981) Rock-weathering rates as functions of time. *Quaternary Research*, 15: 250-264
- Day, M.J. (1980) Rock hardness: field assessment and geomorphic importance. *Professional Geographer*, 32: 72-81.
- Day, M.J. (2010) Rock hardness: field assessment and geomorphic importance. *The Professional Geographer*, 32:1, 72-81, DOI: 10.1111/j.0033-0124.1980.00072.x
- Day, M.J. & Goudie, A.S. (1977) Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *BGRG Technical Bulletin*, 18: 19-29.
- Ericson, K. (2004) Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt hammer test. *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 29, Issue 4, Pages 495–509, DOI: 10.1002/esp.1048, <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.1048/full>
- Hall, K., Thorn, C., Sumner, P. (2012) On the persistence of 'weathering'. *Geomorphology*, 149–150: 1–10.
- Huggett, R.J. (2011) *Fundamentals of Geomorphology*, Third Edition. Routledge, 270 Madison Avenue, New York, NY 10016, ISBN 0-203-86008-X Master e-book ISBN.
- ISRM (1978) Suggested Methods for Determining Hardness and Abrasiveness of Rocks, International Society for Rock Mechanics, International Journal Rock Mechanics and Mining Sciences, *Geomechanics Abstracts*, 15: 89-97
- Goudie, A.S. (2006) The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30: 703 – 718.
- Goudie, A.S. (2016) Quantification of rock control in geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 159:

- 374–387.
- Kahraman, S., Fener, M. & Günaydin, O. (2002) Predicting the Schmidt Hammer values of in-situ rock from core sample values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39: 395–99.
- McCarroll, D. (1991) The schmidt hammer, weathering and rock surface roughness. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16/5, 477–480, DOI: 10.1002/esp.3290160510
- Mol, L. (2014) Measuring rock hardness in the field. British Society for Geomorphology, ISSN 2047-0371, *Geomorphological Techniques*, Chapter 1, Section 3.2, pages 1- 8.
- Moses, C., Robinson, D., Barlow, J. (2014) Methods for measuring rock surface weathering and erosion: A critical review. *Earth-Science Reviews*, 135: 141 – 161.
- Placek, A. ve Migoń, P. (2007) Rock–landform relationships in the Sudetes in the light of rock strength assessment using the Schmidt hammer. In: Goudie, A. S., Kalvoda, J. (Eds): *Geomorphological Variations*. Nakladatelstvi P3K, Prague, Pages 287-311.
- Saptonoa, S., Kramadibratab, S., Suliantob, B. (2013) Using the Schmidt Hammer on Rock Mass Characteristic in Sedimentary Rock at Tutupan Coal Mine. *Procedia Earth and Planetary Science*, 6: 390 – 395.
- Selby, M.J. (1980) A rock-mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Neue Folge, 24: 31–51.
- Sharma, V.K. (2010) *Introduction to Process Geomorphology*. CRC Press, Taylor & Francis Group, 6000 Broken Sound Parkway NW, Suite 300, Boca Raton, FL 33487-2742. International Standard Book Number-13: 978-1-4398-0338-7 (Ebook-PDF).
- Shobe, C.M., Hancock, G.S., Eppes, M.C., Small, E.E. (2017) Field evidence for the influence of weathering on rock erodibility and channel form in bedrock rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42: 1997–2012. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.4163>
- Viles, H.A., Goudie, A.S., Grab, S., Lalley, J. (2011) The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: A comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3):320-333. DOI10.1002/esp.2040
- Yaşar, E. & Erdoğan, Y. (2004) Estimation of rock physicomechanical properties using hardness methods. *Engineering Geology*, 71/3-4: 281-288.
- Yılmaz, I. & Sendir, H., (2002) Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). *Engineering Geology*, 66: 211–19. Web 1 <https://www.proceq.com/compare/schmidt-rebound-hammers/>
- Web 2 <https://www.corrosionpedia.com/definition/5963/schmidt-hammer>
- Web 3 <https://www.gardco.com/pages/hardness/schmidt-hammer.cfm>
- Web 4 <http://www.controls-group.com/eng/rock-mechanics-testing-equipment/rock-classification-hammer.php>

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches



© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238

Araştırma Makalesi / Research Article

TEKELİ DAğI'NDA (TOKAT) GEÇ PLEYİSTOSEN BUZULLAşMALARININ İZLERİ

Traces of Late Pleistocene Glaciations in Tekeli Mountain (Tokat)

Cihan BAYRAKDAR

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

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

Makale Tarihi

Geliş 08 Haziran 2018

Düzenleme 22 Haziran 2018

Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 08 June 2018

Received in revised form 22 June 2018

Accepted 22 September 2018

Anahtar Kelimeler

Tekeli Dağı, Buzul Jeomorfolojisi,
Pleistosen buzullaşmaları

Keywords

Mount Tekeli, Glacial geomorphology,
Pleistocene glaciations

Atıf Bilgisi / Citation Info

Bayrakdar, C. (2018). Tekeli Dağı'nda
(Tokat) Geç Pleyistosen
buzullaşmalarının izleri, *Jeomorfolojik
Araştırmalar Dergisi*, 2018 (1): 13-25

ÖZET

Tekeli Dağı, Orta Karadeniz, Doğu Karadeniz ve Yukarı Kızılırmak bölümlerinin keşişme noktasında 2649 m zirveye sahip bir dağdır. Tekeli Dağı, kuzeyde 550 m seviyelerindeki Kelkit tektonik vadisi ile güneyde 1300 m seviyelerindeki Kızılırmak vadisi arasında yer alan Tokat Masifi üzerinde Permiyen mermerlerinden oluşan yüksek bir küttedir.

Bu bölgede Pleyistosen buzullaşmalarına uğramış en yakın dağlar 70 km kuzeydoğuda Karagöl Dağı (3107 m) ve 80 km doğuda Kızıldağ (3025 m)'dir. Bu dağlar ile ilgili buzul araştırmalarına yönelik çalışmalar varken, Tekeli Dağı ile ilgili buzullaşma olgusu bilinmemekte, başka bir deyişle buzullardan bahseden hiçbir çalışma bulunmamaktadır. Oysaki Tekeli Dağı'nda yapılan arazi çalışmasında doğu ve kuzeybatı yamaçlarında gelişmiş belirgin sirkler ve 2000 m seviyelerine kadar inmiş cephe morenleri tespit edilmiştir.

Bu çalışma ile Türkiye'de yeni bir buzullaşma sahası tespit edilmiş ve Türkiye buzullaşma envanterine katkı yapılmıştır. Yeni buzullaşma alanının jeomorfolojik, klimatolojik özelliklerini ortaya koymayı hedefleyen bu çalışmada; Tekeli Dağı'nın Pleyistosen'den günümüze jeomorfolojik gelişimi açıklanmaya çalışılmıştır.

Arazi çalışmaları, insansız hava aracı ve meteoroloji istasyonlarının verilerinden elde edilen mekânsal veriler coğrafi bilgi sistemleri kullanılarak analizlere tabi tutularak sonuç harita ve çıktıları oluşturulmuştur.

ABSTRACT

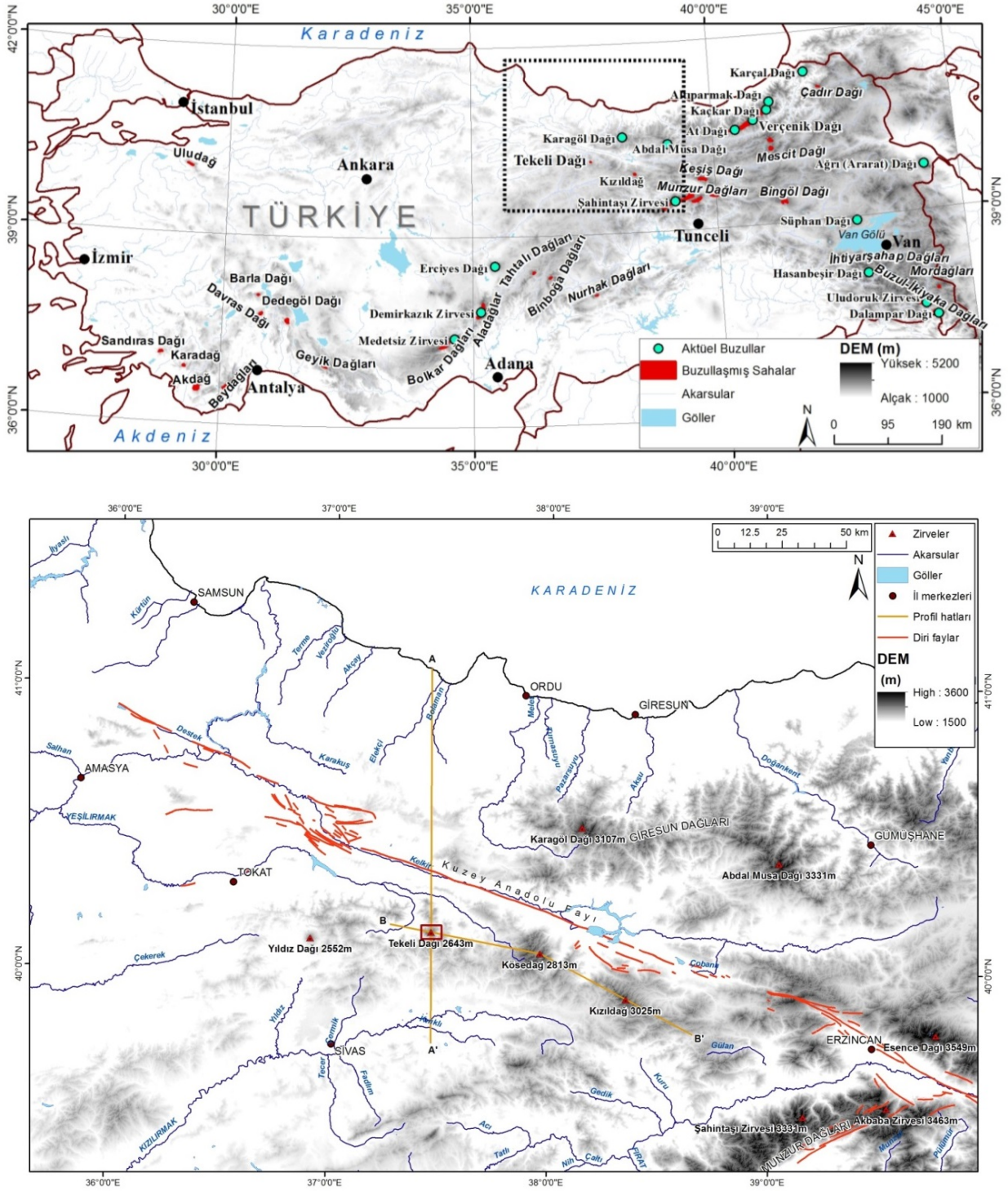
Having the summit at 2649 m, Mount Tekeli is at the intersection of Middle Black Sea, Eastern Black Sea and Upper Kızılırmak subregions. Mount Tekeli is a high massif, which constitutes a part of the Tokat massif between the Kelkit tectonic valley at 550 m in the north and the Kızılırmak valley at 1300 m in the south and is made up of Permian marbles. The nearest mountains that were subjected to Pleistocene glaciations in this region are Karagöl (3107 m) in the northeast and Kızıldağ (3025 m) in 80 km east. While there are studies on glacier research related to these mountains, the glaciation phenomenon on the Tekeli Mountain has not been known until this study. However, we identified cirques developed on the eastern and northwest slopes of Tekeli Mountain and terminal moraines descending at an elevation of around 2000 m. With this study, we add a new glaciated area to the glaciation inventory of Turkey. We aim to reveal the geomorphological and climatological characteristics of the newly discovered glaciated area and try to explain geomorphological evolution of Mount Tekeli since Pleistocene. Field observations combined with data obtained from unmanned aerial vehicles and meteorological stations were analyzed by geographical information systems to create maps and outputs.

GİRİŐ

Türkiye, Alp-Himalaya dağ sistemi içerisinde yer alan dağlık bir lke olarak tanımlanır. Dağların geniş alanlar işgal ettiği Türkiye’de özellikle Doğu Karadeniz Dağları, Toros Dağları, Doğu Anadolu’nun yüksek kesimleri ve İç Anadolu’nun yüksek volkanik dağları Kuvaterner süresince birçok kez buzullar tarafından işgal edilmiş, bu buzulların bir kısmı halen dağların korunaklı kısımlarında hızlı bir erime sürecine rağmen günümüze kadar kalabilmiŐtir. Buzulların tamamen eridiği kısımlarda buzul jeomorfolojisine ait Şekiller tazeliğini büyük ölçüde korumuŐtur (Şekil 1). Bu Őekillerden hareketle ülkemizde buzul jeomorfolojisine yönelik çalışmalar 19.yy dan itibaren baŐlamıŐ olup (iner, 2003) son yıllarda bu çalışmalar nicel tarihlendirme yöntemleri ile desteklenerek devam etmektedir. Bu tarihlendirme yöntemleri ile buzullaŐmaların seyri hakkında ve paleoklim Őartları hakkında güvenilir veriler sağlanmaya baŐlanmıŐtır. Bu kapsamda Doğu Karadeniz Dağları, Toros Dağları ve Anadolu’nun çeşitli bölgelerindeki yüksek dağlarında kozmojenik yüzey tarihlendirmesi amaçlı örnekler alınmıŐ olup elde edilen sonuçlara göre, Türkiye’de bilinen en eski Geç Pleyistosen buzul ilerlemesi MIS 4 (71 bin yıl önce)’de baŐlayarak, MIS 3 (29-35 bin yıl önce) sonuna kadar devam etmiştir (Sarıkaya ve iner 2017). Buzullaşma en geniş boyutlarına 21 bin yıl nceki Son Buzul Maksimumu (Last Glacial Maximum; SBM) sırasında ulaŐmıŐtır. SBM sonrasında Geç Buzul (Late Glacial) (19-13 bin yıl önce) ve Genç Dryas (Young Dryas) (13-11.7 bin yıl önce) dönemlerinde buzullaŐmalar yaŐanmıŐtır (Akçar vd. 2017; Sarıkaya ve iner 2015, 2017).

Tekeli Dağı, Türkiye’de aktüel buzulların ve Pleyistosen buzullaşmalarının en yoğun olarak görüldüğü alanlardan biri olan Doğu Karadeniz Dağları’na yakın olmakla beraber bu dağlar Karadeniz’in hemen güneyinde kabaca doğu-batı doğrultuda uzanan dağ silsileleri halindeyken Tekeli Dağı bu silsilenin güneyden sınırlayan Kuzey Anadolu Fay kuŐađının güneyindedir. Tekeli Dağı’nın yakınında buzullaŐmaya uğramış en yakın dağlar 70 km

kuzeydoğuda yer alan Karagöl Dağı ile 80 km doğuda yer alan Kızıldağ’dır. Yine Plesitosen’de buzullaŐmıŐ dağlardan Kızıldağ’ın güneydoğusunda Munzur Dağları ve Karagöl Dağı’nın doğusunda Abdal Musa Dağı da yer almaktadır. Bu dağlardan Karagöl Dağı Doğu Karadeniz dağları içerisinde buzullaŐmaya uğramış en batıdaki dağ olup Planhol ve Bilgin (1961)’e göre Karagöl Ktlesisi’nin kuzey yamacında ve ortalama yüksekliliği 2600-2700 m civarında 9 adet sirk gelişmiştir. Karagöl Dağı’nın kuzeyinde gelişen Kurugöl sirkinden kaynaklanan buzul vadisi ise 2 km kadar devam etmektedir. Dağda Pleyistosen daimi kar sınırı ise 2600 m olarak tespit edilmiştir (Planhol ve Bilgin 1961). Yine Karagöl Dağı’nda Turoğlu (2009) tarafından periglasiyal Şekillerin incelendiği bir çalışma yapılmış olup, soliflksiyon, geliflksiyon, donma-erime sürünmesi ile kaya düŐmeleri, yamaç döküntüleri, döküntü sürünmesi, kaya ığları ve kaya akmalarından oluşan kaya hareketleri türlerine ait örnekler sınıflandırılmıŐtır. Belirlenen tüm kütle hareketleri türleri güncel olup, mevcut glasiyal ve periglasiyal birikim Şekillerinin karakteristik özelliklerini bozarak, günümüz permafrost koşulların kontrolünde gelişme gösterdiği belirtilmiştir (Turoğlu 2009). Tekeli Dağı’na yakın Pleyistosen buzullaŐmalarından etkilenen bir diğer dağ ise Kızıldağ’dır. Yakın zamana kadar Kızıldağ’daki buzullaşma izlerinden bahsedilmemiŐ olup Çılđın ve Bayrakdar (2017) tarafından ilk gözlemler literatüre kazandırılmıŐtır. ılđın ve Bayrakdar (2017)’a göre; Sivas il sınırları içinde Köse Dağları dağ silsilesi içinde yer alan Kızıldağ 3025 m yükseltiye sahiptir. Kızıldağ’da biri uzamıŐ sirk formunda olmak üzere 9 adet farklı büyüklükte sirk ve bunların önlerinde cephe ve yan morenleri (2300 m seviyelerine inen) gözlenmiştir. Kızıldağ’da gerçekleşen buzullaŐmanın yaklaşık 2,33 km²’lik yüzey alanına sahip olduğu ve kalıcı kar sınırınının 2655 m olduğu ortaya konmuştur (ılđın ve Bayrakdar 2017). Bu dağların hiç birinde mutlak tarihlendirme çalışmaları henüz yapılmamıŐtır. Fakat daha doğuda Kaçkar Dağları’nda Pleyistosen buzullaŐmalarına maruz kalmış alanlarda tarihlendirme çalışmaları bulunmaktadır.



Şekil 1: Türkiye’de buzullaşma sahaları ve Tekeli Dağı’nın lokasyon özellikleri (Bayraktar vd., 2015’den değiştirilerek)

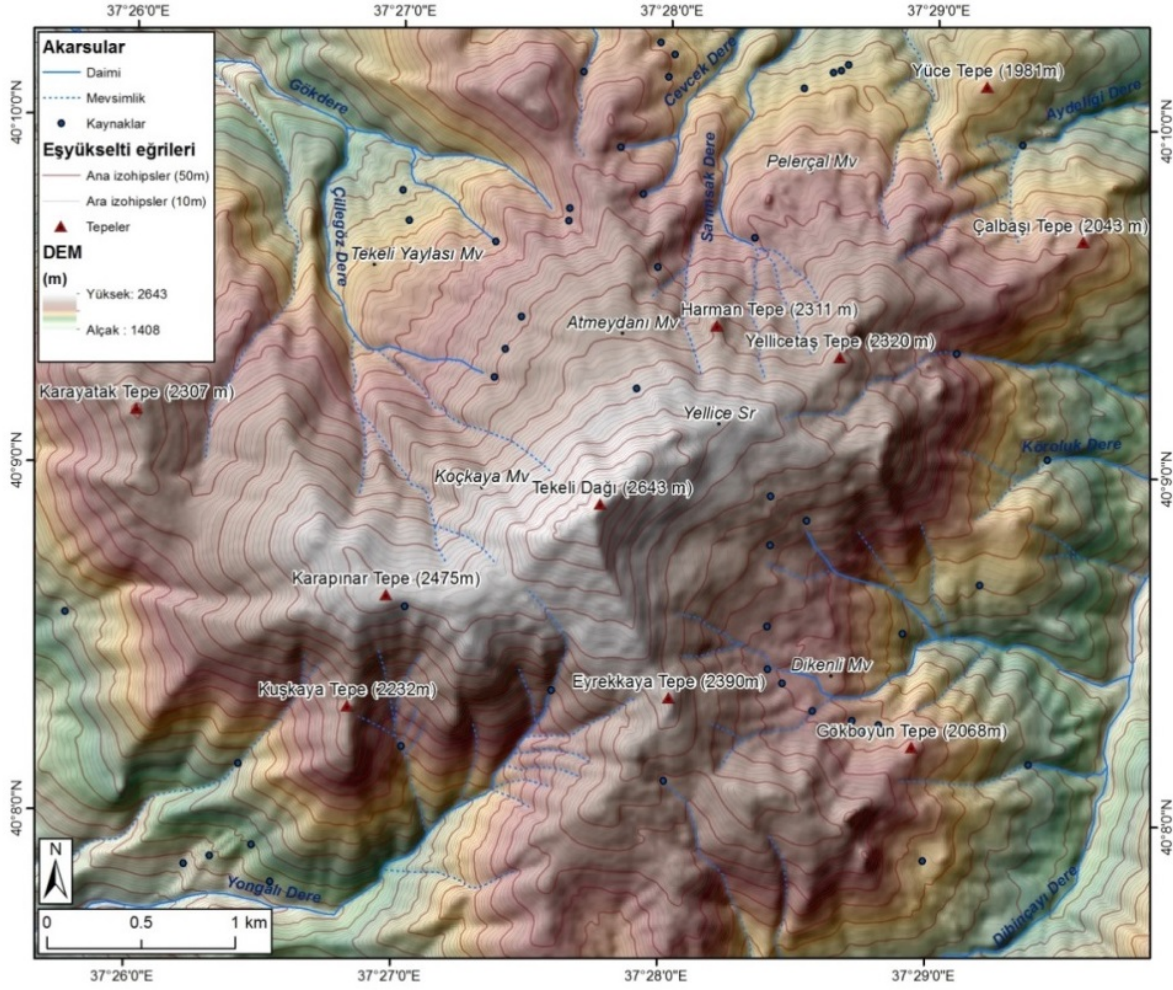
Kaçkar Dağları’ndaki Kavron ve Verçenik buzul vadilerinde kozmojenik ^{10}Be tarihlendirmesi yapılmıştır (Akçar vd., 2007). Kavron Vadisi’nde 27.3 ± 1.7 bin yıl önce depolanmış morenler tespit edilmiş, SBM buzullaşmasının 19.8 ± 1.4 bin yıl önce sona erdiği belirlenmiştir. Kavron Vadisi’nin batısında 25 km batısındaki Verçenik Vadisi’nde ise SBM buzulları 27.5 ± 1.8 bin yıl önce gelişmiş ve 20.3 ± 1.4 bin yıl önce ise sona ermiştir (Akçar vd., 2007). Yine Verçenik ve

Kavron vadilerinin arasındaki Başayla Vadisi’nde Reber vd. (2014)’nin yaptığı en son çalışmaya göre, SBM öncesi buzulların 57.0 ± 3.5 bin yıldan itibaren geliştikleri ortaya çıkarılmıştır. Bölgede yerel SBM’i küresel anlamdaki SBM’e çok daha önceleri 41.5 ± 2.5 bin yıl civarında gerçekleştiği belirtilmektedir. Ayrıca sonraki 32 bin yıl ile 21 bin yıl arasındaki dönemlerde de buzul ilerlemeleri tespit edilmiştir. En son olarak Geç Buzul

dönemi morenleri 17.0±1.0 bin yıl olarak tarihlendirilmiştir (Akçar vd. 2017; Sarıkaya ve Çiner 2015, 2017). Bu çalışmanın konusu olan Tekeli Dağı ise, Orta Karadeniz, Doğu Karadeniz ve Yukarı Kızılırmak bölümlerinin kesişme noktasında 2649 m zirveye sahip bir dağdır (Şekil 1). Tekeli Dağı, kuzeyde 550 m seviyelerindeki Kelkit tektonik vadisi ile güneyde 1300 m seviyelerindeki Kızılırmak vadisi arasında yer alan Tokat Masifi üzerinde

Permiyen mermerlerinden oluşan yüksek bir kütlelerdir (Şekil 2).

Bu çalışmada Orta Karadeniz bölümünde yer alan ve daha önce literatürde değinilmemiş yeni bir buzullaşma sahası olan Tekeli Dağı'nda buzul jeomorfolojisine ait ilk bulgular aktarılmıştır. Morfolojik delillerden yola çıkılarak paleo-buzulların rekonstrüksiyonu CBS ortamında modellenmiş ve jeomorfolojik gelişim açıklanmıştır.



Şekil 2: Tekeli Dağı'nın Sayısal Yükseklik Modeli (1/25.000 ölçekli topografya haritalarından hazırlanmıştır).

YÖNTEM

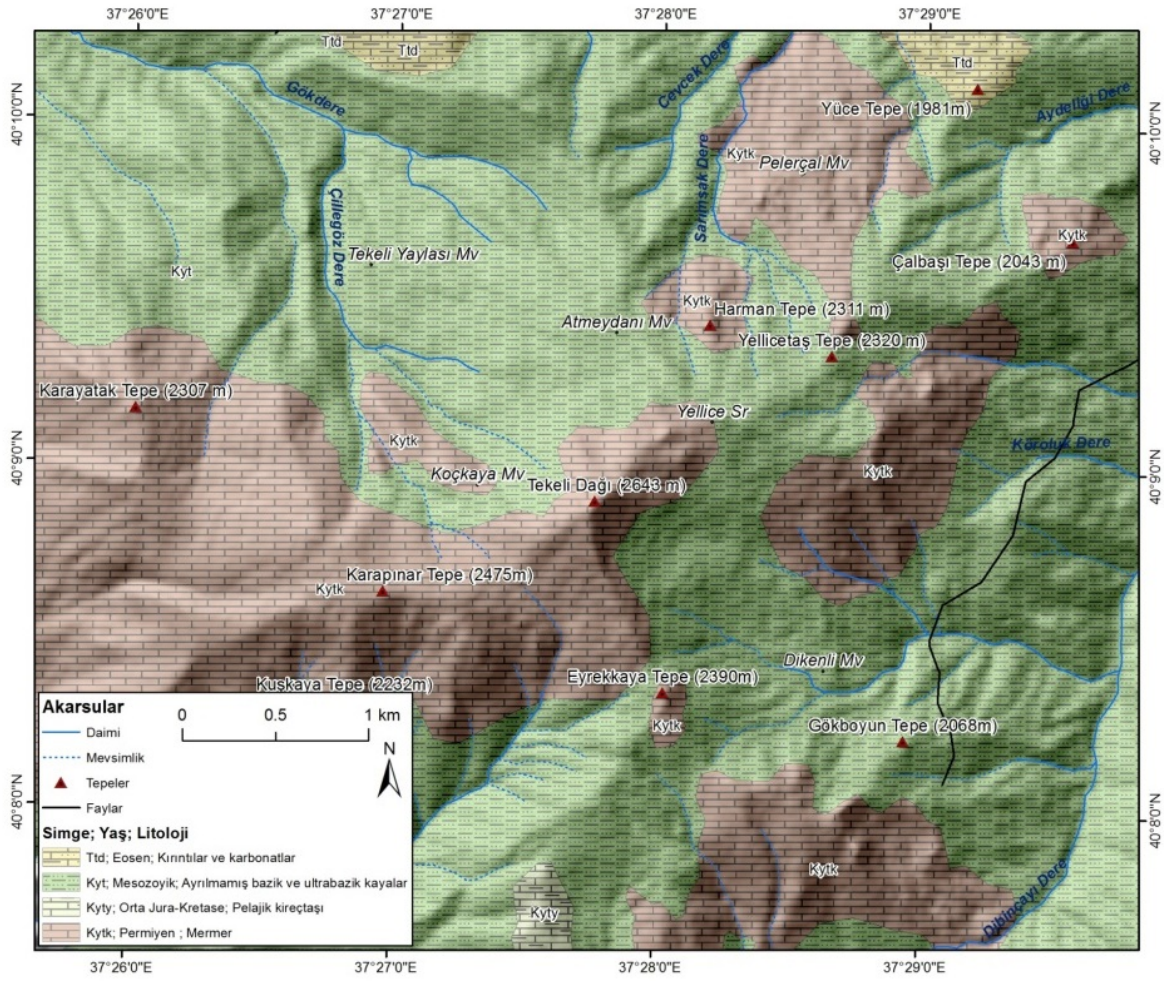
Çalışmanın veri kaynaklarını, 1:25,000 ölçekli topografya haritaları, 1:100,000 ölçekli jeoloji haritaları, eş yükselti eğrilerinden üretilen 10 m çözünürlüklü Sayısal Yükselti Modeli (SYM/DEM), GPS ölçümleri, Uydu Görüntüleri ve 2017 yaz dönemi arazi çalışmaları sonucunda üretilen haritalar oluşturmaktadır. Ayrıca insansız hava araçları (İHA) ile sahada fotoğraflar çekilmiştir. Buzul rekonstrüksiyonu

için buzul vadisi, sirk, törpüleme sınırı, eşik, hörgüç kaya, çizikler ve cıalanmış yüzeyler gibi buzul aşınım şekilleri ile değişik türde morenlerden oluşan buzul birikim şekillerinin delillerine dayanan morfolojik temelli yöntem kullanılmıştır. Çalışma alanında kalıcı kar sınırı yükseltisi (denge hattı yükseltisi) tespiti için, yüz ölçümü (Accumulation-Area Ratio=AAR) yöntemine başvurulmuştur.

BULGULAR

Tekeli Dağı, Orta Karadeniz, Doğu Karadeniz ve Yukarı Kızılırmak bölümlerinin keşişme noktasında 2649 m zirveye sahip bir dağdır. Tekeli Dağı, kuzeyde 550 m seviyelerindeki Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) kontrolünde gelişen Kelkit tektonik vadisi ile güneyde 1300 m seviyelerindeki Kızılırmak vadisi arasında yer alan Tokat Masifi üzerinde Permiyen Mermerleri'nden oluşan ve onun altında Mesozoyik bazik ve ultrabazik kayalar yüzeylendiği yüksek bir küttedir (şekil 1,2,3). Tekeli Dağı tepe noktası 2643 m de olan bir

konik dağ görünümündedir. 170 m kadar yüksek eğimli bu koninin eteklerinde Karapınar Tepe 2475m, Eyrekkaya Tepe (2390 m) ve Yellicetaş Tepe (2320 m) yer alır (şekil 2). Tekeli Dağı, Türkiye'de daha önce literatürde bahsedilmeyen Pleystosen buzullaşmalarının izlerinin net bir şekilde görüldüğu bir sahadır. Tekeli Dağı'nda farklı yönlere bakan sirkler ve bunların önünde tazeliğini koruyan belirgin hörgüç kaya ve cephe morenlerinin varlığı, Geç Pleystosen soğuk dönemlerinde buzullar tarafından işgal edildiğinin göstergesi niteliğindedir.



şekil 3: Tekeli Dağı'nın Jeoloji Haritası (MTA'nın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarından hazırlanmıştır.)

Buzul Jeomorfolojisi

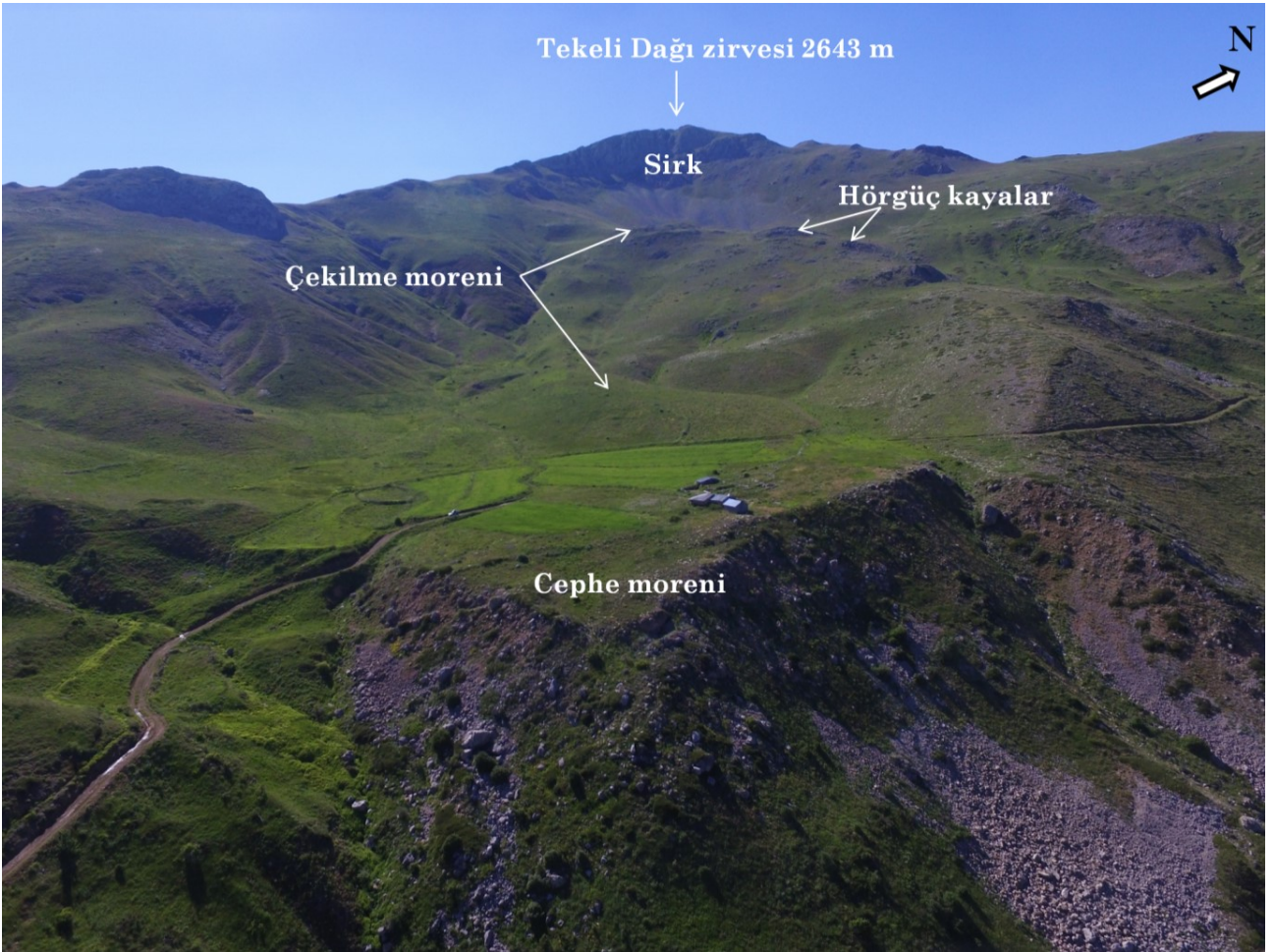
Tekeli Dağı'nda iki buzul vadisi ve dört sirk tespit edilmiştir. Bu sirklerin yönü büyük ölçüde kuzeye, kuzeybatıya ve güneydoğuya doğrudur. Tekeli Dağı'nda tespit edilen buzul vadileri ise kuzeybatıya ve güneydoğuya gelişmişlerdir (şekil 4).

Tekeli Dağı'ndaki sirklerin tamamı 2643 m

zirveden güneybatıda 2475 m kuzeydoğuda 2320 m ve kuzeydoğuda 2311 m sırt seviyelerine kadar inen yüksek eğimli koninin ya da piramidal zirvenin eteklerinde gelişmişlerdir (Fotoğraf 1). Bu koninin bulunduğu alan aynı zamanda Permiyen mermerlerinden oluşur ve alttan bazik ve ultrabazik kayalarla sınırlandırılmıştır.



Fotoğraf 1: Tekeli Dağı'na kuzeyden bakış



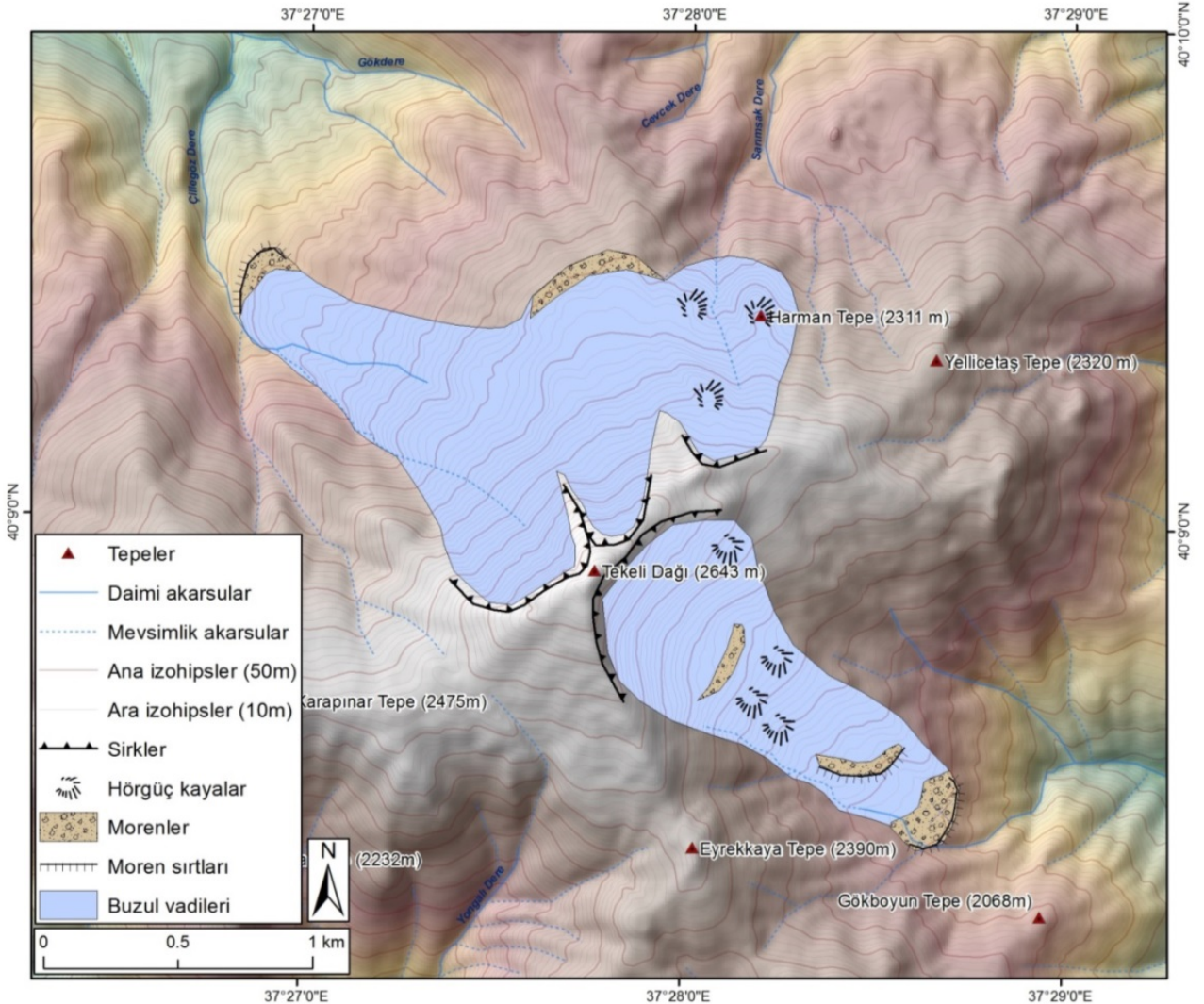
Fotoğraf 2: Tekeli Dağı'nda doğudaki buzullaşma alanı.

Tekeli Dağı'nda doğudaki buzullaşma alanı zirvenin doğu-güneydoğu yamacında 2640 m seviyelerinden büyük bir sirkle başlar ve 300 m'lik bir sirk duvarı ile devam ederek 1.5 km'lik buzul vadisi sonunda 2000 m seviyelerinde cephe morenleri ile son bulur (Fotoğraf 2, 3). Cephe moreninin gerisinde 2050 m ve 2250 m seviyelerinde çekilme morenleri tespit

edilmiştir (şekil 4, Fotoğraf 2). Yine 2150 m ve 2200 m seviyelerinde hörgüç kayalar ve törpülenmiş yüzeyler gözlemlenir. Bu alandaki cephe moreninin üst yüzeyi tarımsal faaliyetler ve yayla yerleşimleri ile büyük ölçüde düzenlense de moren depolarının dokusal özellikleri ile kolaylıkla tespit edilebilmektedir.



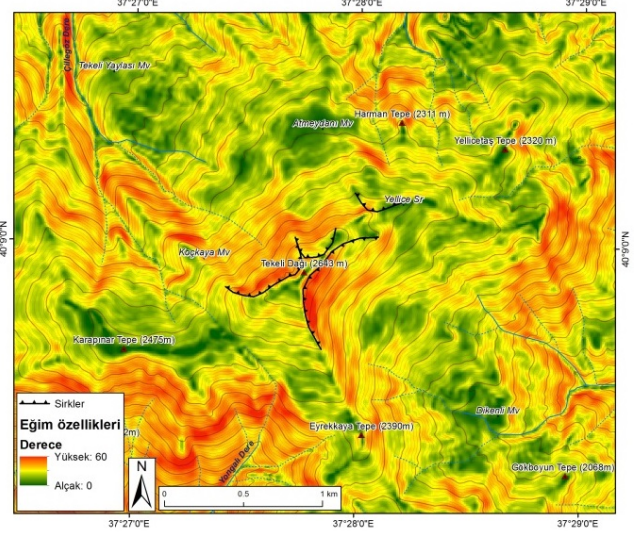
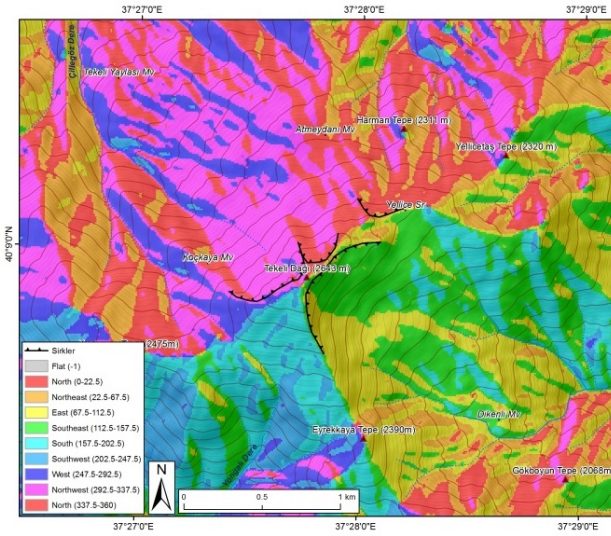
Fotoğraf 3: Tekeli Dağı'ndaki 2640 m seviyelerinden başlayan doğu sirk (solda) ve 2000 m seviyelerindeki cephe morenleri (sağda).



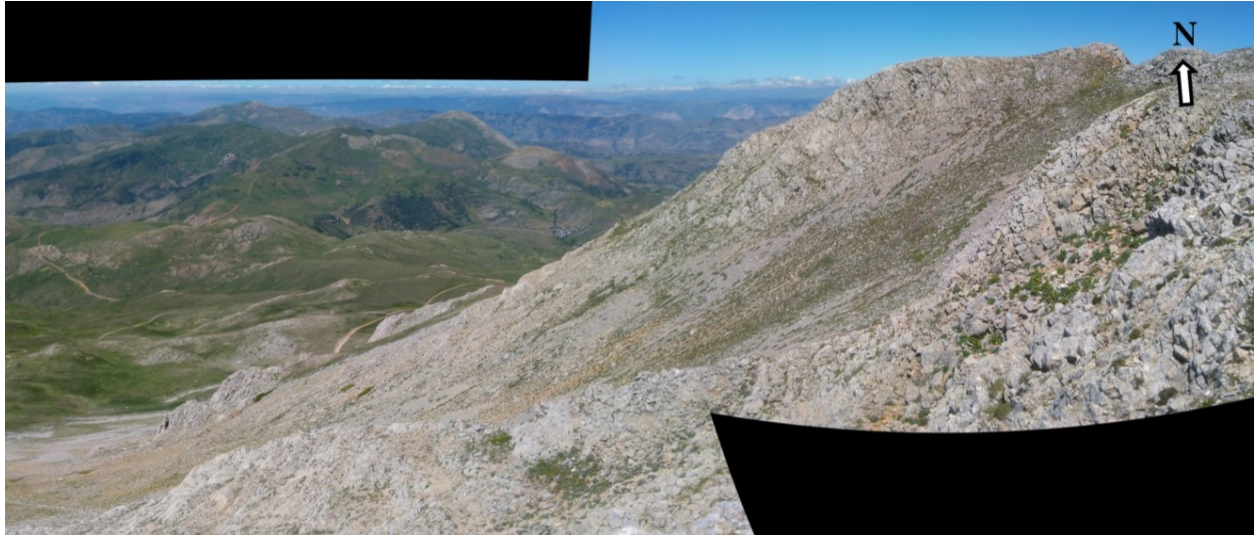
şekil 4: Tekeli Dağı'nın buzul jeomorfolojisi haritası.

Tekeli Dağı'ndaki diğer buzullaşma alanı ise dağın kuzey-kuzeybatı yamacında yer alır. Bu alanda kuzeybatıya bir ve kuzeye bakan iki sirk yer alır. Bu sirklerin duvarları doğu sirkine göre daha düşük eğim değerlerine sahiptir (şekil 5).

Bu sirklerden kuzeybatıya bakan sirk 2640 m seviyelerinden başlar ve kuzeybatıya doğu 1.7 km devam ederek 2000 m seviyelerinde cephe morenleri ile son bulur (Fotoğraf 4, 5).



şekil 5: Tekeli Dağı'nın bakı ve eğim zellikleri.



Fotoğraf 4: Tekeli Dağı'nda kuzeybatıya bakan sirk.



Fotoğraf 5: Tekeli Dağı'nda kuzeybatıdaki buzullaşma alanı.

Tekeli Dağı'ında kuzeye bakan sirkler diğer iki sirke göre daha küçük ölçekli olup bu sirklerin devamında belirgin buzul vadileri gözlenmemektedir. Bu alanda en dikkat çeken unsur sirklerin alt kotlarında çok sayıda hörgüç kayanın varlığıdır (Fotoğraf 6). 2300 m seviyelerinde hörgüç kayaların törpülenmiş

yüzeyleri bu alanlarda buzulların varlığının en belirgin kanıtları olarak gösterilebilir. Hrg kayaların alt seviyelerinde flüvyal etkinliğe bağlı olarak akarsuların geriye aşındırmasıyla olası buzul depolarını aşındırmiş olması muhtemeldir.

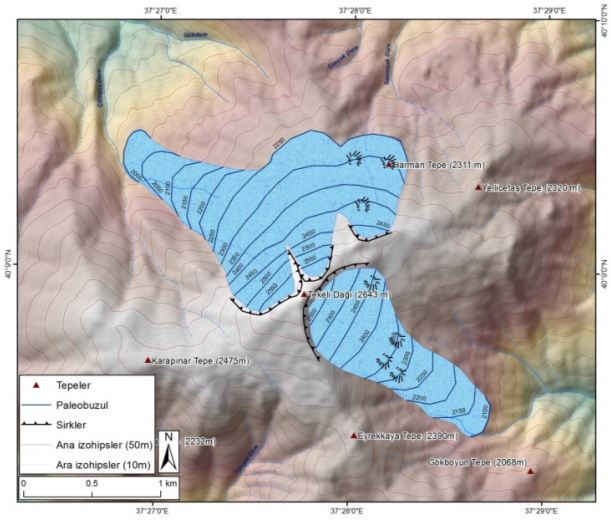
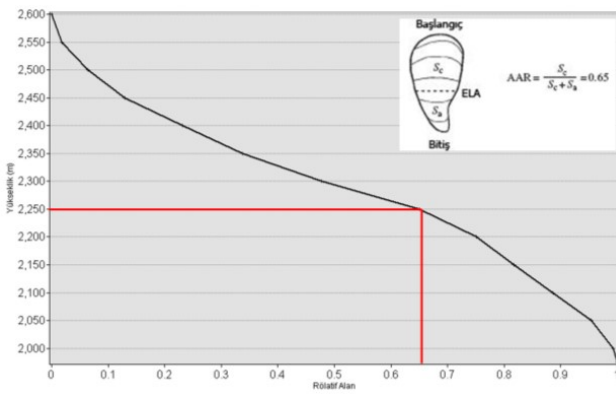


Fotoğraf 6: Tekeli Dağı kuzey yamacındaki hörgüç kayalar.

Buzul Rekonstrüksiyonu ve Kalıcı Kar Sınırı

Pleyistosen'de Tekeli Dağı'ında 2000 m ve üzerindeki sahalarda buzullaşma yaşanmıştır. Özellikle doğuya ve kuzeydoğuya bakan vadiler içerisinde buzullar çok daha geniş alanları işgal etmiştir. Bu deliller işığında çalışma sahasında da lokal buzul maksimumuna ait

daimi kar sınırı ortaya konulmuştur. Bu işlem için yzlm metodu uygulanmıştır. Bu metod sonucunda Karadağ için daimi kar sınırı 2250 m olarak tespit edilmiş olup, bu değer Orta ve Batı Karadeniz Dağları'nda diğer Pleyistosen'de buzullaşmış dağlara göre oldukça alçaktır (şekil 6).



şekil 6: Tekeli Dağı'nın yzlm metodu ile daimi kar sınırı (2250 m) (Porter, 2001; Hubbard & Glasser, 2005) ve buzul rekonstrüksiyonu (sağa).

Yine jeomorfolojik veriler işığında Tekeli Dağı'ında Son Buzul Maksimumu'ndaki buzul rekonstrüksiyonu yapılmıştır. Buzul rekonstrüksiyonunda, morenlerin konumları ve yayılış alanları önemli veriler sağlamıştır.

Cephe morenleri buzulların ulaştığı en düşük kotları ve dış uzanımlarının sınırını ortaya koyarken, yan morenleri ise buzul kalınlıkları hakkında fikir vermiştir. Belirtilen jeomorfolojik deliller yardımıyla ortaya çıkarılan buzul

rekonstrüksiyonunda Pleyistosen'de Tekeli Dağı'nda buzullaşma yaşandığı net bir şekilde görülebilmektedir. Bu veriler ışığında Tekeli Dağı'nda buzullar 2.3 km² alan kaplarken doğu sirkinde maksimum 50 m kalınlığa ulaşmıştır (şekil 6).

TARTIşMA

Tekeli Dağı Orta Karadeniz bölümündeki en yüksek ve Pleyistosen'de buzullaşmaya maruz kalmıştır tek dağdır ve 2300 m üzerindeki sahalarda aşınımaya oldukça dirençli mermerler görülürken alt kesimlerde ise aşınımaya müsait bazik/ultrabazik kayalar görülür. Bu nedenle buzullaşmanın yaşandığı dönemlerde aşınımaya dirençli mermerler içerisinde sirk oluşumu oldukça yavaş gelişmiş ve buna bağlı olarak da sirklerde çok fazla içbükeylik (concavity) ve kapalılık (closure) gözlenmemiştir. Yine mermerler içerisinde gelişen sirkler Son Buzul Maksimumu sonrasında da yüzeysel aşınımaya karşı dirençlerinden dolayı amfi tiyatro yapılarını büyük ölçüde korumuşlardır. Dağın genelinde sirk duvarları mermerler ile bazik/ultrabazik kayaların dokanak noktalarında son bulur. Bu noktalarda bazik/ultrabazik kayaların kolay ayrışabilir olması Son Buzul Maksimumu'ndaki sirk morfolojisinin hızlıca tahrip edilmesiyle ilişkili olduğu düşünölmektedir.

Dağın hem doğu hem de kuzeybatı yamacındaki buzul vadileri Alp tipi buzullaşma alanlarında görmeye alıştığımız tipik tekne formundan uzaktır. Bunda Son Buzul Maksimumu'nda buzullaşmasının hem çok şiddetli olmaması hem de mermerlerde gelişen sirk buzullarının alt kotlardaki bazik ve ultrabazik kayalar içerisinde oluşturduğu tekne formunun buzullaşma sonrası hızla deforme olmasının etkisi olduğu düşünölmektedir. Ayrıca bu durumun nedenleri arasında dağın yamaçlarında buzullaşma sonrası periglasiyal süreçlerin (soliflüksiyon) etkisi de gösterilebilir. Özellikle dağın kuzeybatı yamacı 1800 m seviyelerine kadar periglasiyal süreçlerin ürünü dalgalı bir yamaç morfolojisi izlenmektedir.

Tekeli Dağı'nda morenlerin indiği en alt seviye ise 2000 m seviyeleridir. Yakın bölgelerde

buzullaşmaya uğramış dağlarda bu seviye değişkenlik göstermektedir. Tekeli Dağı'na yakın lokasyonlarda Pleyistosen buzullaşmalarına uğramış dağlardan Abdal Musa Dağı'nda morenler 2050 metreye (Bilgin 1969), Karagöl Dağı'nda 2150 metreye ve Kızıldağ' da da 2300 metreye (Çılđın ve Bayrakdar 2017) Kaçkar Dağları'nda en alt seviyeye Kavron Vadisi'nde 1800 m kadar inmiştir. Yakın bölgelerden Munzur Dağları'nda ise bu seviye dağın güneyinde 1400 metredir (Bilgin 1972, Çılđın 2014). Görüldüğu gibi Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Pleyistosen daimi kar sınırı ile morenlerin gözlemlendiği en alt seviye arasında doğrudan bir ilişki kurmak hayli güç görünmektedir. Nihai moren seviyeleri büyük ölçüde dağda yaşanan buzullaşmanın şiddetiyle yakından ilişkilidir. Yükseltinin fazla olduğu ve bol yağış alan dağlarda buzullar geniş alanlar işgal ettiği gibi buzul dilleri alt kotlara kadar inebilmiştir.

Tekeli Dağı, nihai moren seviyeleri bakımından dikkat çekici bir özelliğe sahip olmasa da Doğu ve Orta Karadeniz bölümünde Pleyistosen daimi kar sınırının (2250 m) en alçak seviyeye indiği dağdır. Tekeli Dağı'nın yakınında buzullaşmaya uğramış Doğu Karadeniz Dağları'nda Pleyistosen daimi kar sınırı Kaçkar Dağları'ndaki Kavron Vadisi'nde 2670 m, Verçenik Vadisi'nde 2780 m (Akçar vd. 2017) daha batıda Abdal Musa Dağı'nda 2750 m (Bilgin 1969), Karagöl Dağı'nda 2600 m (Planhol ve Bilgin 1961) ve Kızıldağ' da da 2655 m (Çılđın ve Bayrakdar 2017) olarak tespit edilmiştir. Türkiye'nin genelinde de doğudan batıya doğru gittikçe Pleyistosen daimi kar sınırında bir alçalma gözlemlenmektedir. Ancak Tekeli Dağı'ndaki alçalmayı bütünüyle bu gerekçeyle açıklamak mümkün değildir. Tekeli Dağı'nın 40 km doğusunda 2813 m zirvesiyle Köse Dağı'nda ve 47 km batısındaki 2552 m zirvesiyle Yıldız Dağı'nda buzullaşma için yeterli yükselti var olmasına rağmen buzullaşmaya dair izler bulunmamıştır. Buzullar yükselti ve yağışın bileşkesi ile olduğundan dolayı yüksekliğin tek başına buzullaşma için yeterli olmayacağı ortadadır. Buzullaşma için yükselti ve yağış kadar önemli olmasa da dağın litostratigrafik ve jeomorfolojik özelliklerinin de rolü bulunmaktadır.

Tekeli Dağı'nda buzullaşmanın ve Pleyistosen daimi kar sınırının çevresindeki dağlara göre daha alçak seviyelerde olmasının birkaç nedeni bulunmaktadır. Bunlardan birincisi litostratigrafik yapı olabilir. Her ne kadar bu etki çok net bir şekilde gözlenememiş olsa da 2300 m seviyelerinden başlayıp 2643 m zirveye kadar gözlemlenen mermerler içerisinde buzul dönemlerinden önce gelişmiş olan dolinler buzulların yerleşip gelişebileceği korunaklı alanlar olmuş olabilir. İkinci ve en belirgin neden ise iklim olabilir. Özellikle yağış buzulların oluşması için gereken kar birikimi için olmazsa olmazdır. Tekeli Dağı'nda orografik anlamda çevresindeki diğer dağlara oranla daha fazla yağış alabilecek özel koşullara sahiptir.

Bilindiği üzere Doğu Karadeniz Dağları hemen Karadeniz kıyısından başlayıp Karadeniz'e paralel olarak çoğunlukla 3000 m'nin üzerinde yer yer 4000 m'leri bulan (Kaçkar Zirvesi 3932 m) kütleler oluşturmaktadır. Bu nedenle Doğu Karadeniz Dağları'nda iklim, gezici orta enlem siklonları ve bunlara bağlı cephe sistemleri ile Sibiryaya yüksek basınç sisteminden etkilenmekte ve Karadeniz'den gelen hava kütleleri yıl boyunca Karadeniz kıyı şeridinde ve Doğu Karadeniz Dağları'nın kuzeye bakan yamaçlarında orografik yağışlar üretmektedir (Akçar vd., 2007). Buna bağlı olarak Doğu Karadeniz Dağları'nın denize dönük yamaçları Türkiye'de en fazla yağış alan bölgemiz olarak gösterilmektedir. Özellikle en yüksek zirvelere sahip Kaçkar Dağları'nın kuzey yamaçları en fazla yağışı almaktadır (Rize yıllık toplam yağış 2300 mm).

Özel istisnalar dışında genel olarak batıya doğru dağların yüksekliğinin azalmasına paralel olarak da yağış oranı düşmektedir. Dağların yüksekliğinin azaldığı Orta Karadeniz bölümünde ise yağış oranı belirgin oranda düşmektedir (Samsun yıllık toplam yağış 717 mm). Bu bağlı olarak da Doğu Karadeniz Dağları kıyı ve iç kesimler arasında ciddi iklimsel farklılıkları beraberinde getirmiştir. Özellikle yüksekliğin arttığı kısımlarda kıyı ve iç kesimler arasındaki iklimsel farklılıkların boyutu oldukça artmaktadır. Bunun aksine kıyı dağlarının yüksekliğinin azaldığı Orta Karadeniz'de kıyı ile iç kesimler arasındaki iklimsel farklılık azalmaya başlamaktadır

(Tablo 1). Buradan yola çıkarak Tekeli Dağı yakınında buzullaşmaya uğramış en yakın dağlardan Karagöl Dağı Karadeniz'in nemli hava kütlelerini doğrudan karşıladığı için oldukça fazla yağış almış ve Pleyistosen'in soğuk dönemlerinde buzullar bu alanda oldukça geniş alanları işgal etmiştir. Karagöl Dağı'nın güneyindeki Köseadağ, 2813 m zirveye sahip olmasına rağmen yeterince yağış alamadığı için buzullaşmaya dair izler barındırmamaktadır. Köse Dağı'nın doğusundaki Kızıldağ ise 3025 m zirveye sahip olmasının avantajı ile kısmen buzulların etkisi altında kalmış olup kuzeye bakan yamaçlarında buzul aşınım ve birikim izleri barındırmaktadır. Tekeli Dağı ise daha batıda olmasının avantajı ile hem Doğu Karadeniz Dağları'nın bu noktada alçalmaya başlaması ile nemli hava kütlelerinin iç kısımlara sokulmasına izin vermekte, hem de Yeşilırmak ve kolu Kelkit Çayı vadisi boyunca iç kısımlara giren nemli hava Tekeli Dağı yakınlarına kadar sokulabilmektedir. Bundan dolayı Tekeli Dağı hem alçalan kıyı dağlarından hem de Yeşilırmak vadisi ile nemli hava kütlelerini karşılayarak çevresine göre daha fazla yağış alabilmektedir. Tekeli Dağı ve diğer dağlık bölgelerin Yeşilırmak vadisini sınırlandırdığı için bu dağların güneyinde kalan Yıldız Dağı 2552 m olmasına rağmen buzullaşma izleri barındırmamaktadır.

SONUÇ

Tekeli Dağı, Türkiye'de daha önce literatürde bahsedilmeyen Pleyistosen buzullaşmalarının izlerinin görüldüğü bir sahadır. Dağın doğu ve kuzeybatısında görülen sirkler ve bunların önündeki hörgüç kayalar ve cephe morenlerin varlığı Tekeli Dağı'nın Geç Pleyistosen soğuk dönemlerinde buzullar tarafından işgal edildiğinin göstergesi niteliğindedir. Özellikle 2000 m seviyelerine inen iç içe geçmiş cephe morenleri bize Son Buzul Maksimumu'ndan günümüze buzulların çekilme seyri hakkında bilgi vereceği gibi Geç Pleyistosen buzullaşmasının delillerini sunabilir. Hem Anadolu'nun genelinde hem de Orta Karadeniz'de buzullaşmanın varlığı bize buzullaşmaların yerel iklim özellikleri ile yakın bir ilişkisi olduğunu göstermektedir.

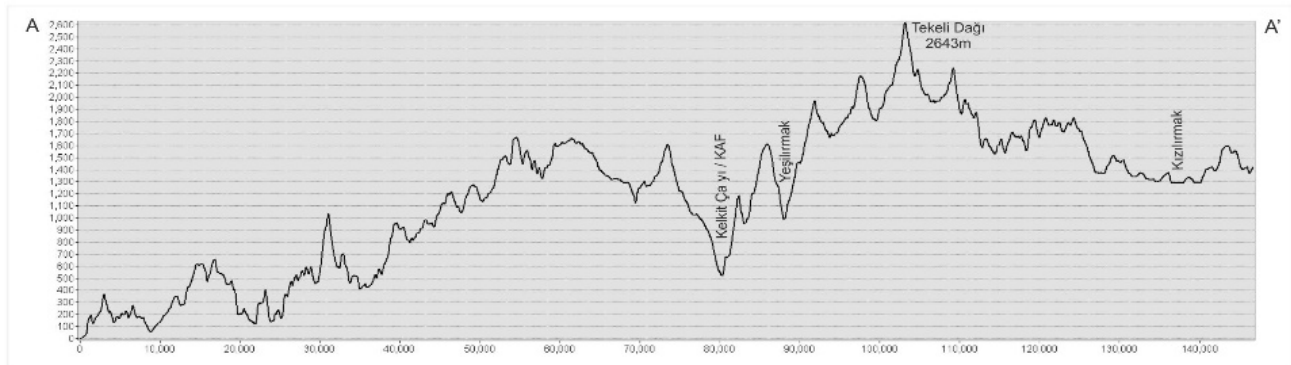
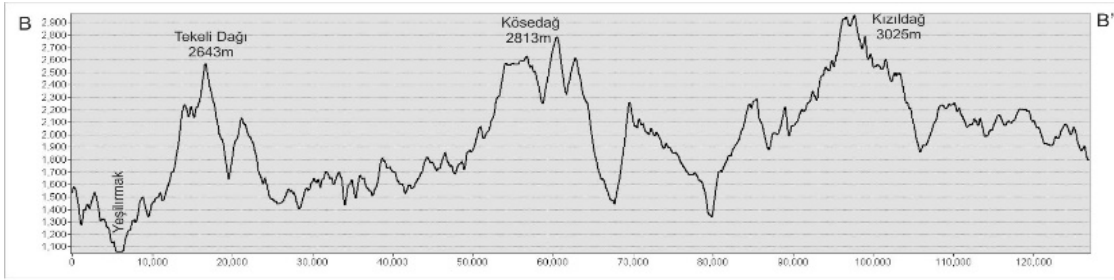
Tüm bu jeomorfolojik göstergeler nicel tarihlendirme yöntemleri ve bölgenin orografik karakterinin iklim üzerindeki etkisini ortaya koyacak meteorolojik ölçümlerle anlam kazanacaktır. Bu bağlamda Türkiye’de yeni bir buzullaşma sahası olan Tekeli Dağı’nın buzul

depolarında kozmojenik tarihlendirme yöntemi kullanılarak nicel verilerin elde edilmesi ve bu verilerin yerel iklimik şartlarla ilişkisinin kurularak ülkemizin Kuvaterner iklim koşullarının modellenmesine katkı sunması bu çalışmanın bir sonraki hedefidir.

Tablo 1: Orta ve Doğu Karadeniz Bölümlerindeki bazı ilerin uzun yıllar sıcaklık ve yağış ortalamaları (Meteoroloji Genel Müdürlüğü <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx>)

Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Yıllık	
SAMSUN	OS (°C)	7	7	7.9	11.2	15.6	20.3	23.3	23.5	20	16.2	12.5	9.2	14.5
	ATYMO (mm)	70.6	58.9	65.8	57.6	48.6	45.3	34.4	37	53.8	78.8	83.7	82.1	716.6
TOKAT	OS (°C)	1.8	3.5	7.5	12.5	16.5	19.9	22.4	22.5	18.9	13.7	7.9	3.8	12.6
	ATYMO (mm)	41	33.3	40.5	54.1	59.3	38.9	11	5.5	17.9	39.2	43.9	47.1	431.7
SIVAS	OS (°C)	-3.5	-2.2	2.6	8.8	13.5	17	20	20.1	16.1	10.7	4.7	-0.7	8.9
	ATYMO (mm)	42.8	39.3	44.8	57.7	61.4	33.8	8.2	5.4	17.1	33	40.8	44.4	428.7
GİRESUN	OS (°C)	7.2	7.1	8	11.3	15.5	20.1	22.8	23.1	20	16.2	12.6	9.4	14.4
	ATYMO (mm)	127.5	101.2	97.5	75.8	67.4	77.4	78.9	89.9	128.3	163.3	151.5	127.1	1285.8
GUMUSHANE	OS (°C)	-1.7	-0.4	3.8	9.4	13.7	17.2	20.2	20.3	16.7	11.4	5.1	0.5	9.7
	ATYMO (mm)	36.2	32.3	43.5	60.4	68.2	46.8	12.1	12.9	21.7	45.1	41.9	41	462.1
ERZİNCAN	OS (°C)	-3.1	-1.3	4	10.7	15.6	20	24	24.1	19.1	12.2	5.5	-0.3	10.9
	ATYMO (mm)	27.2	30.4	41.7	52.8	53.1	30.6	10.9	6.4	14.8	40.4	35.7	28	372

OS: Ortalama Sıcaklık (°C) / ATYMO: Aylık Toplam Yağış Miktarı Ortalaması (mm)
Son İklim Periyodu (1981 - 2010)



Şekil 7: Tekeli Dağı ve yakın çevresindeki buzullaşma sahaslarını kapsayan ve doğu batı-kuzey-güney profilleri (Profil hatları Şekil 1’de gösterilmiştir).

KATKI BELİRTME

Bu alışma, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi B.Y.P-2018-29529 nolu projesi ile desteklenmiştir.

Bu çalışmada arazi çalışmaları sırasında verdikleri desteklerinden dolayı Dr. Öğrt. Üyesi Ergin CANPOLAT ve Mutlucan GÖKÇE'ye teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Vardar, M., Schluchter, C. (2007) Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: Field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International*, 164-165, 170-183.
- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Vardar, M., Schluchter, C. (2008) A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Vercenik valley, northeastern Turkey. *J. of Quaternary Science*, 23 (3), 273-285.
- Akçar, N., Yavuz, V., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Reber, R., Bayrakdar, C., Kubik, P.W., Zahno, C., Schlunegger, F. and Schlüchter, C. (2017) A synchronous Last Glacial Maximum across the Anatolian peninsula. In: Hughes, P. D. & Woodward, J. C. (eds) *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society, London, Special Publications, 433. First published online 11 December, 2015.
- Bayrakdar C., ılğın Z., Doker M.F., Canpolat E. (2015) Evidence of an Active Glacier in the Munzur Mountains, Eastern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, vol. 24, pp.56-71.
- Bilgin, T. (1969) *Gavur Dağı Kütlesinde Glasiyal ve Periglasiyal Topoğrafya Şekilleri*, İstanbul Üniversitesi Yayınları, 1494, İstanbul.
- Bilgin, T. (1972) *Munzur Dağları Doğu Kısmının Glasiyal ve Periglasiyal Morfolojisi*. İstanbul Üniversitesi Yayınları No:1757, Coğrafya


- Enstitüsü Yayınları No: 69, İstanbul.
- ılğın, Z. (2013) Ovacık Ovası (Tunceli) ve Munzur Dağlarının Güneybatı Aklanının Jeomorfolojisinde Buzullaşmaların Etkisi. *Kilis Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 3 (6), 103-121.
- ılğın, Z. & Bayrakdar, C. (2017) Kızıldağ'da (Sivas) buzullaşma izleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 69 (2017) 101-107.
- Çiner, A. (2003) Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Genç Kuvaterner Buzul ökelleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 46, Sayı 1 , 55-78.
- Hubbard, B., & Glasser, N. (2005) *Field Techniques in Glaciology and Geomorphology*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- MGM (2018) Link: <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx> (Erişim: 06/06/2018)
- Planhol, X. & Bilgin, T. (1961) Karagöl Kütlesi Üzerinde Pleistosen ve Aktüel Glasyasyon İle Periglasiyal Şekiller, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 12, 127-146, İstanbul.
- Porter, S.C. (2001) Snowline Depression in the Tropics During the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.
- Reber, R., Akçar, N., Yesilyurt, S., Yavuz, V., Tikhomirov, D., Kubik, P.W., Schlüchter, C. 2014. Glacier advances in northeastern Turkey before and during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 101, 177-192.
- Sarıkaya, M.A. & iner, A. (2015) Türkiye Geç Pleyistosen buzullaşması ve paleoklimi. *MTA Dergisi*, 151, 111-132.
- Sarıkaya, M.A., iner, A. (2017) *Late Quaternary glaciations in the eastern Mediterranean*. In: Hughes, P. D. & Woodward, J. C. (eds) *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society, London, Special Publications, 433. First published online 11 December, 2015.
- Turoğlu, H. (2009) Aksu Deresi Havzası (Giresun) Periglasiyal Sahasında Kütle Hareketleri. *Türk Coğrafya Dergisi*. 52, 41-54, İstanbul.

Araştırma Makalesi / Research Article

**FARKLI ŞEKİSEL ÖZELLİKLERE SAHİP KIRINTILI SEDİMANLARIN
HİDRODİNAMİK ÖZELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ: KABA ÇAKIL AĞIRLIKLIL
NEHİRLERDE YATAK YÜKÜ TAŞINMA MEKANİZMALARINI BAKIMINDAN
YORUMLANMASI**

**Visualisation of the solitary grain sediment dynamics of paerticles of varying
shape: Implications for sediment transport over coarse-gravel bed rivers**

Tuncer DEMİR

Akdeniz Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Antalya - Türkiye
tuncerdemir@akdeniz.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0003-2740-7268>

Makale Tarihiçesi

Geliş 08 Haziran 2018
Düzenleme 05 Temmuz 2018
Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 08 June 2018
Received in revised form 05 July 2018
Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Tane Őekli, Yatak pürüzlülüğü, Yatak
yükü taşınması, Sediman dinamiği,
Nehirler

Keywords

Clast shape, bed roughness, bedload
transport, sediment dynamics, rivers

Atıf Bilgisi / Citation Info

Tuncer, D. (2018). Visualisation of the
solitary grain sediment dynamics of
paerticles of varying shape: Implications
for sediment transport over coarse-
gravel bed rivers, *Jeomorfolojik
Araştırmalar Dergisi (Journal of
Geomorphological Researches)*, 2018 (1):
26-49

ÖZET

Akarsu yataklarında taşınan yatak yükünün Şekil, boyut ve yoğunluk özellikleri onların hidrodinamik davranışını kontrol eden temel özelliklerdir. Yatakta taşınan tanelerin Şekil özellikleri, onların su içerisindeki çökelme ve yatak üzerinde hareket mekanizmasını kontrol etmeleri bakımından oldukça önemli rol oynamaktadır. Bu çalışmanın amacı akarsu yataklarında bulunan çakılların Şekil özelliklerinin onların harekete geçmesi ve yatak içerisindeki taşınması üzerine olan etkilerinin araştırılmasına dayanmaktadır.

Çalışma kapsamında tane hareketini fotoğraflama deneyleri yoluyla farklı Şekil, boyut ve ağırlıklara sahip doğal ve yapay olarak üretilmiş çakılların hareket mekanizmaları tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, etrafı saydam camla kaplı dolayısı ile içeri kolaylıkla görülebilen ve 10 litre su ile doldurulmuş dikdörtgen Şeklindeki bir tank ile bu tankın tam karşısına sabit bir konumda durabilecek bir fotoğraf makinesi monte edilmiştir. İlk olarak değişik boyut ve Şekle sahip taneler su ile dolu tankın içerisine yukarıdan bırakılmış ve onların su içerisinde batma hareketi, batma hızı ile eğimli cam yüzey üzerindeki hareketleri sürekli fotoğraflama metodu ile tespit edildi. Aynı deney düzeneği kullanarak bu sefer değişik yüzey pürüzlülüklerine (7 ve 14 mm) sahip cam levhalar üzerinde farklı Şekil, boyut ve ağırlıklara sahip taneler yerleştirilmiş ve bunların ilk hareket açıları tespit edilmiştir. Bu amaçla üzerine değişik boyut ve Şekle sahip taneler yerleştirilen levhaların yatak eğimleri, üzerine konulan tane hareket edinceye kadar, sürekli olarak artırılmış ve bu tanelerin ilk harekete geçtiği yatak eğimi açısı ile söz konusu pürüzlü yüzey üzerinde tanenin hareket mekanizması tespit edilmiştir.

Bulgular, tane Őekli özelliklerinin onların su içerisindeki çökelme oranı ile yatak üzerindeki hidrodinamik hareketleri üzerine önemli etkileri olduğunu ortaya koymuştur. Bu etkiler tane boyunun artması oranında daha da belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Tane Őeklinin küresellikten uzaklaşma oranı onun su içerisindeki batma hızının da azalmasına sebep olmaktadır. Yapılan bütün deneyler göstermiştir ki, test edilen bütün tane boyutlarında, aynı boyut ve ağırlıktaki taneler içerisinde kübik/küresel ve silindimsi/kalemsi Şekilde olanlar su içerisinde daha yüksek batma oranına sahipler ve yatak üzerinde yuvarlanarak hareket etme eğilimi gösterirler. Buna karşılık disk ve bıçağımsı Şekilde olan tanelerin su içerisindeki batma oranları daha yavaş ve büyük bir yoğunlukla yatak üzerinde kayma Şeklinde hareket etme eğilimi gösterirler. Düzensiz Şekle sahip doğal çakıllarla yapılan deneyler oldukça değişebilir çökelme oranları ile yatak üzerinde düzensiz hareket örnekleri göstermişlerdir. Hemen her tane boyutu sınıfında, küresel/kübik ve silindimsi taneler disk ve bıçağımsı Şekle sahip tanelere göre hareket etmeleri için daha düşük kritik yatak eğimine ihtiyaç duyarlar. Hemen

her Şekil gurubu için tanenin üzerinde bulunduğu yatağın pürüzlülük oranı arttığa onların harekete geçmeleri için daha yüksek kritik yatak eğimi açısı gerektirir. Tanenin hareketi bakımından, genellikle tane boyutu ile tanenin üzerinde bulunduğu yatağın pürüzlülük oranı arasında ters bir ilişkinin olduğu ortaya çıkmıştır. Yüksek pürüzlülük oranına sahip yzeyley üzerinde küçük boyuttaki tanelerin hareket etmeleri için daha yüksek yatak eğimine ihtiyaç duyarlar. Bu deneyler sonucunda tespit edilen bulgular akarsu yataklarındaki yatak yükü taşınma srelerinin yorumlanması bakımından nemi tartıŐılmıŐtır.

ABSTRACT

Shape, size, and density are fundamental properties controlling the hydrodynamic behaviour of sediment particles. Particle shape can play a significant role in bedload transport processes by controlling the nature of particle settling and near-bed motion. The aim of the experiments reported here is to investigate the influence of shape on the settling initial motion and transport of gravel-size particles.

Experiments, using strobe-light photography, were carried out with natural and artificial gravel-size particles of differing shape (sphere, rod, disc and blade), size and weight. Two types of experiment were undertaken in a 10 litre, water-filled rectangular tank. Firstly, particles were dropped, through water, onto a 30° inclined, smooth glass plate. A camera mounted outside the tank normal to the sloping glass, recorded the fall and movement of each particle. Particle velocities and trajectory paths were measured from the photographs by plotting successive centres of mass of the particle. A second set of experiments, using the same set-up as the first, but this time investigating the initial motion of particles of varying shape and size was also tested on two beds of differing roughness (7 and 14 mm). The bed was tilted until the test particle moved from its pocket of origin and strobe-light photographs were taken at the initiation of motion.

Results indicate that shape is an important particle characteristic that has a significant effect on settling rates and also the mode of transport. These effects increase with larger particle sizes. Departure from a spherical form leads to a decrease in its settling velocity. Experiments show, across the range of sizes tested that, when compared to a sphere of approximate equivalent weight and density, sphere and rod shaped particles tend to settle the fastest and move by rolling. Discs and blades showed slower settling rates and, in most instances, moved by sliding. Experiments carried out with irregularly shaped, natural particles show greater variability in settling behaviour and irregular patterns of motion. For every size group, sphere and rod shaped particles have lower critical angles of initial motion than blade and disc shapes. Regardless of shape, greater bed roughness, or decreasing particle size results in an increase in the critical angle for motion. The implications of these results for bedload transport in river channels is briefly discussed.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tm hakları saklıdır. All rights reserved.

INTRODUCTION and BACKGROUND

Shape, size and density are fundamental properties controlling the hydrodynamic behaviour of sediment particles. Grain shape can play a significant role in bedload transport processes by controlling the nature of particle settling and near-bed motion. This paper presents results of a series of visualisation experiments designed to investigate the influence of grain shape on settling, initial motion and transport of gravel-size particles. Several studies have shown that particle shape, size and weight are important properties affecting the hydraulic behaviour of

sediment during transport and deposition (e.g. Lane, 1938; McNown and Malaika, 1950; Allen, 1969; Carrigy, 1970; Goldberg and Richardson, 1989; Komar and Reimers, 1978; Hallermeier, 1981; Willetts and Rice, 1983; Li and Komar, 1992a,b). Particles entrained from a bed are transported by the flow in a variety of ways, depending on their shape, size and density, as well as the viscosity and velocity of the fluid. Generally three modes of transport have been described for coarse gravel particles in water. These are sliding, rolling and saltation. During sliding, particles remain in continuous contact

with the bed, although they may tip-up or down slightly during travel. A rolling particle turns continuously about a flow-transverse axis, while remaining essentially in contact with the bed. Saltation involves the progressive forward movement of a particle in

a series of short intermittent jumps along the channel bed. Saltation continues as long as the flow is turbulent enough to lift particles and carry them downstream. A decrease in lift and turbulence will result in particle settling.

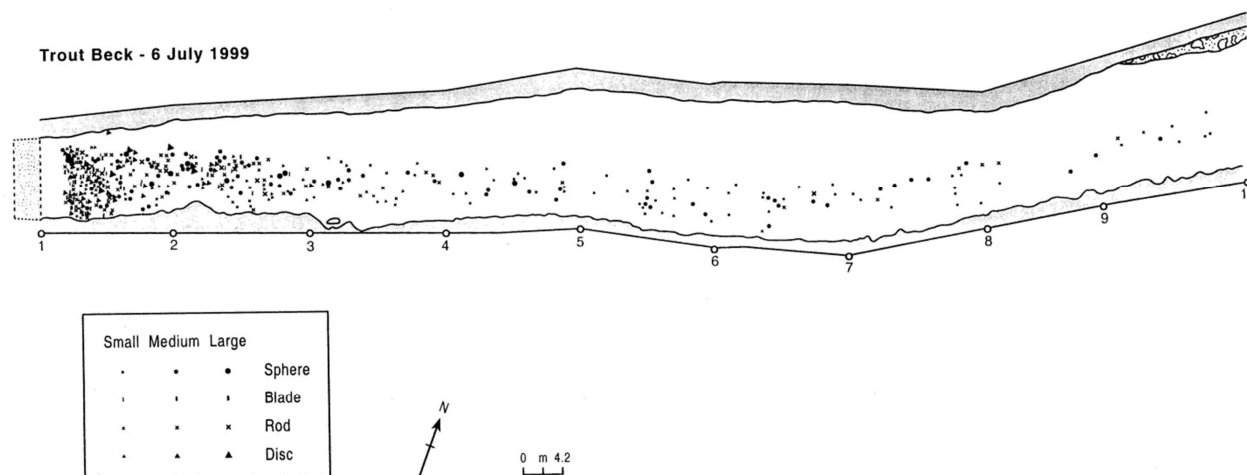


Figure 1

The purpose of this paper is to examine the influence of shape on settling and motion of gravel-size particles. Although particle shape has been considered an important variable in the transport of coarse bedload transport, empirical investigations of the phenomena in both the laboratory and field have been rather few. Figure 1. shows the results of a field tracer experiment designed to investigate the significance of particle shape on bedload transport in an upland, coarse-gravel river channel (Warburton and Demir, 2000). The field site is on the Upper Rivers Tees, Northern England. Figure 1 shows the spatial distribution of 900 magnetic tracers (size range 32 to 256 mm) on Trout Beck after the experiment had run for 20 months. Results are plotted in terms of the shape class of the tracer particles and size. Only particles which have moved greater than 3 meters beyond the start line are shown. This corresponds to approximately 48% of the tracers at Trout Beck. Originally 900 tracers were introduced at each site. The dispersion of the tracers at the Trout Beck is clearly concentrated in the deeper channel sections. In terms of size, it is clear that there is preferential movement of the small and medium size classes. Although

some large particles moved, the majority of the transport is confined to the first 30 metres downstream (Figure 1). The general pattern, shows a decrease in the frequency of movement with distance down the channel. In terms of shape sphere and rod shaped particles are transported by far the greatest distance. Discs show a lesser degree of transport compared to spheres and rods and blade-shaped particles appear to have moved the shortest distances and in the least numbers. Figure 1 demonstrates that there is a significant decrease in the number of disc and blade-shaped tracers with distance downstream at the sites. An important question that arises from such empirical evidence is what are the particle processes that produce size and shape sorting in coarse river gravels?

Direct observations of individual particle motions in the field are extremely difficult because of the multitude of particles in transport and poor visibility of transport pathways (Drake, 1972). In addition particle motion on a natural river bed is dependent on many factors which include size, shape and to some extent surface characteristics of

particles, as well as size, shape and roughness characteristics of the channel bed. Therefore the complex nature of the field phenomenon does not easily lend itself to direct investigation. However, laboratory experiments often involving simplifying conditions and sometimes abstract physical settings have proved very useful in providing empirical data of particle dynamics. For example, these factors have been shown to have significant effects on particle friction or pivoting angles measured in tilting table experiments. Indeed, the friction angle of a particle depends on its size, median bed grain size, and the degree of bed sorting. Earlier studies (eg. Komar and Li, 1986; Buffington et al., 1992) have shown that friction angles decrease with increasing grain size relative to the median bed grain size, and are a systematic function of sorting with lower friction angles associated with poorer sorting. Pivoting angle, on the other hand, is related to the contact point of a particle with an underlying grain, which is also dependent on the shape and size of the particles and also size, shape and imbrication of underlying bed material. Particle pivoting angles have an important effect on the threshold of movement. Particle roundness has also been found to be significant in controlling entrainment and transport. For example, a single perfectly rounded sphere on a flat surface is much more easily entrained and kept in motion by a fluid than a highly angular particle of equivalent weight. Li and Komar (1986) and Komar and Li (1988) clearly showed (for uniform-sized particles) that angular particles of crushed gravel have larger pivoting angles than either spherical particles or ellipsoids of the same size. The difference in pivoting angle between the angular and more rounded particles was found to be greater with increasing grain size (Pye, 1994b).

$$R_p = \frac{v_f d_p}{\mu} \quad (1)$$

Where R_p is particle Reynolds number v_f : fall velocity, d : diameter of the particle, p : density of the water, μ : dynamic viscosity.

Laboratory studies have shown that, for particles of equal density and size, shape is an important secondary factor, in controlling the settling (Pye, 1994a). In general the greater the departure of a particle from a spherical shape, the greater is the reduction in its settling velocity and the more irregular its motion during settling (Wadell, 1934; Garnett, 1966; Komar and Reimers, 1978; Baba and Komar, 1981a, 1981b; Hallermeier, 1981; Cui et al., 1983; Pye, 1994b; Wilson and Huang, 1979). Although settling is not a highly significant aspect of transport of coarse size particles in gravel-bed rivers, since most of the time, movement occurs by sliding or rolling, such material may intermittently lose contact with the bed and may be temporarily suspended. In high flow events sliding and rolling are disturbed by vertical particle movements. Under these circumstances, flat-shaped particles may easily be lifted up as a result of increasing velocity and turbulence, and may spend a longer time away from the bed (saltation) and, as a result, be transported further downstream. Spherical particles would (if lifted) settle more easily and move downstream in a rolling mode. Therefore for coarse-size material differences in the settling velocities of individual particles may be controlled by shape. Experimental studies have shown that the effect of shape on settling velocities diminishes with decreasing particle size. Pye (1994b) attributed this relationship to the fact that at large Reynolds numbers (equation 1), the greater relative magnitude of surface irregularities causes the particles to spin, tumble, and rock to a greater degree, shedding turbulent eddies, that deflect the trajectory of the grain and reduce its overall terminal settling velocity.

Of particular significance appears to be the degree of particle flatness. Flatness is an important shape characteristic that has an influence across a wide particle-size range,

although the effect is greater for larger grains (Wilde, 1952; Alger, 1964; Romanovskij, 1966; Komar and Reimers, 1978; Baba and Komar, 1981; Hallermeier, 1981; Hottovy and Sylvester, 1979). These studies demonstrate that, when compared with a sphere of the same volume and density, the flatter the particle, the slower the settling. This can be explained partly by the large cross sectional area (measured perpendicular to the flow direction) of a strongly flattened particle to its volume, and hence higher flow resistance. Another reason is that the highly curved edges of such particles result in flow separation at much lower Reynolds numbers than in the case of more spherical particles. As a result, strong flattening may induce instabilities in the settling of a particle, which will cause rotation, tumbling and oscillation so that the settling velocity of the particle will decrease (Stringham and Guy, 1969; Allen 1985).

METHODOLOGY: VISUALISATION EXPERIMENTS

A series of visualisation experiments were designed to examine collision and hydraulic behavior of particles of various shape and size in water. Visualisation experiments, using strobe-light photography, were carried out with natural and artificially moulded gravel-size particles of differing shape, density and weight. Settling and transport velocities of particles of varying size and shape (sphere, blade, rod, disc) were measured for artificially-moulded and natural particles. The density of the artificial particles was approximately 1.48. Experiments were undertaken in a 10 litre, water-filled rectangular tank. Particles were dropped, through water, onto a 30° inclined, smooth glass plate. A camera mounted outside the tank, normal to the sloping glass, recorded the fall and movement of each particle. A strobe light (strobe rate 25 flashes / second) was mounted at right angle to the camera. By keeping the camera shutter open for the duration of the experiment multiple images of the particle could be recorded on the same frame of film. A mirror was placed opposite the strobe with the subject in between. This

Middleton and Southard (1978) pointed out that the same kinds of flow regimes as developed around spheres, can be developed around many shapes but the details of motion and the exact values of drag coefficients and of the Reynolds numbers for the transition from one regime to another differ between shapes. At high Reynolds numbers, values for drag coefficients vary from less than 0.1 for well streamlined shapes to more than 1.0 for flat discs transverse to the flow. They also noted that settling of non-spherical particles is quite complicated and therefore it cannot be represented by a single diagram of the drag coefficient and Reynolds number. In other words, for particles of irregular shape there is no simple relationship between the laws of resistance and laws of settling (Middleton and Southard, 1978).

configuration meant the particles received strobe lighting from two directions. The camera shutter was kept open for the duration of each particle drop and collision in order to observe multiple images of the particle before and after impact on a single frame of film. The pattern of each particle were caught on a single frame of film. The film was used was 400 ISO black and white negative film which was up-rated to 3200 ISO. Settling velocities and trajectory paths were measured from the photographs by plotting successive centres of mass of the particle. A second set of experiments, using the same set-up as the first, but this time investigating initial motion of particles of varying shape and size was undertaken on two beds of differing roughness 7 and 14 mm. This involved the same set of 'drop' experiment used in the first experiments but particles were also placed on the bed and the bed was tilted until the test particle moved from its pocket of origin. Strobe light photographs were taken at the initiation of motion. In all experiments the distinction is made between settling (motion of the particle

in the water column) and transport (movement of a particle at the bed). The method follows

RESULTS

Settling and transport velocities of artificial particles of similar b-axis size but varying shape (sphere, blade, rod, disc) were measured. For each shape 10 measurements of settling velocity and transport velocities were taken to determine a mean and standard deviation. Figures 2 and 3 summarise the settling and

Schmeeckle (1998) and Schmeeckle et al. (2001).

transport paths of four artificial grain shapes (sphere, rod, disc and blade). The experiment was repeated 10 times for each grain shape and the paths overlaid. The point of impact of the particles with the glass plate was used as a common reference position for overlaying the traces (Figure 3).

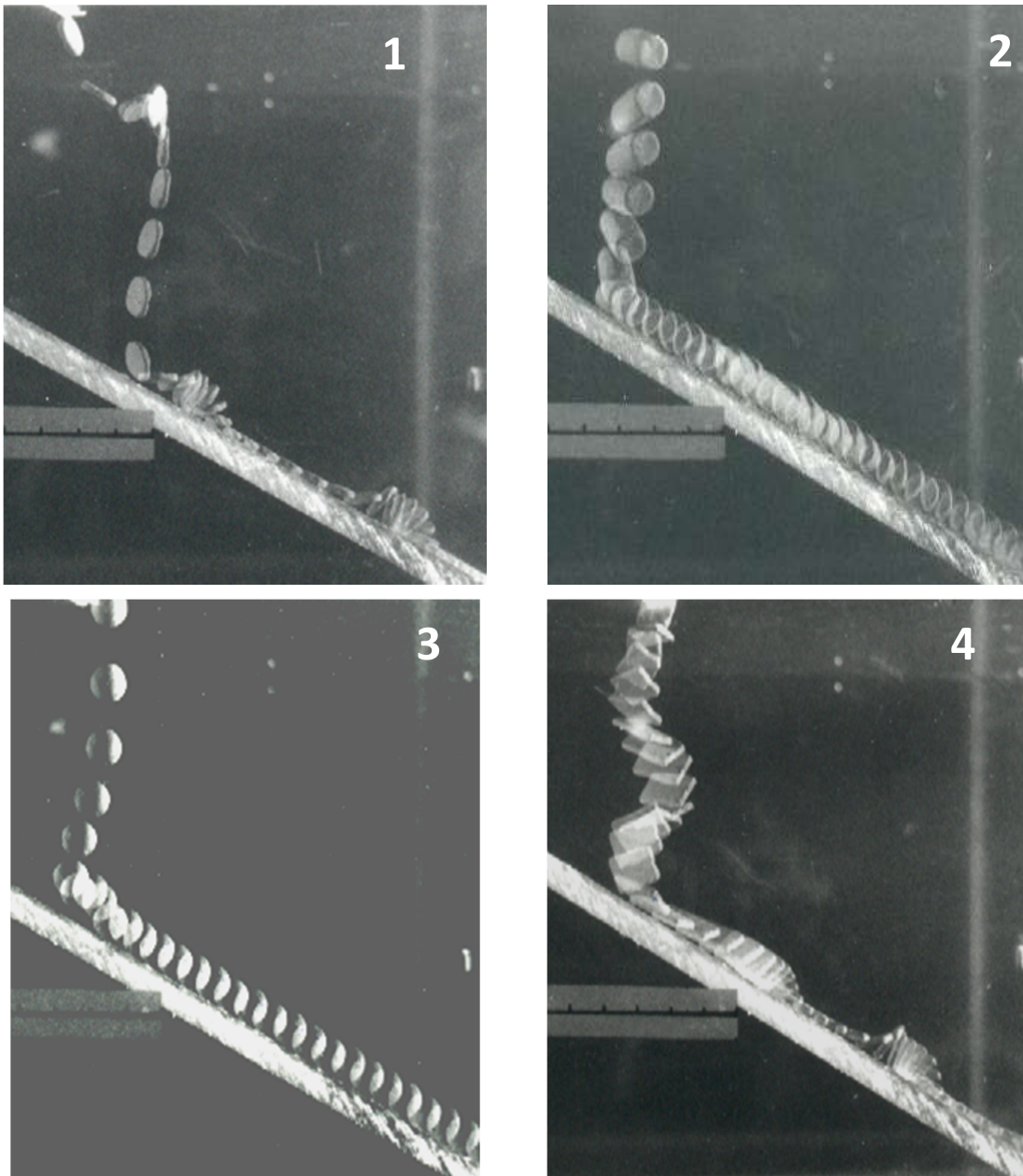


Figure 2: Strobe-light photographs of sphere particle striking a glass surface inclined at 30° degrees in water. The same experiment was replicated 10 times. These photographs show four examples of a sphere (1), rod (2), disc (3) and blade (4). The strobe rate was set at 25 flashes per second.

The particle motions observed in the experiments can be divided into three modes:

settling, impact and transport (rolling or sliding). Characteristic movement patterns can

be observed. Spheres fall steadily during settling and because of the high speed of impact show a large rebound followed by a smooth rolling motion. Rods show a steady fall with some rotation. Rebound is minimal and

transport is by relatively smooth rolling with the long axis transverse to the slope. Spheres and rod-shaped particles generally settle in a more uniform fashion, despite a slight initial increase in rate of settling.

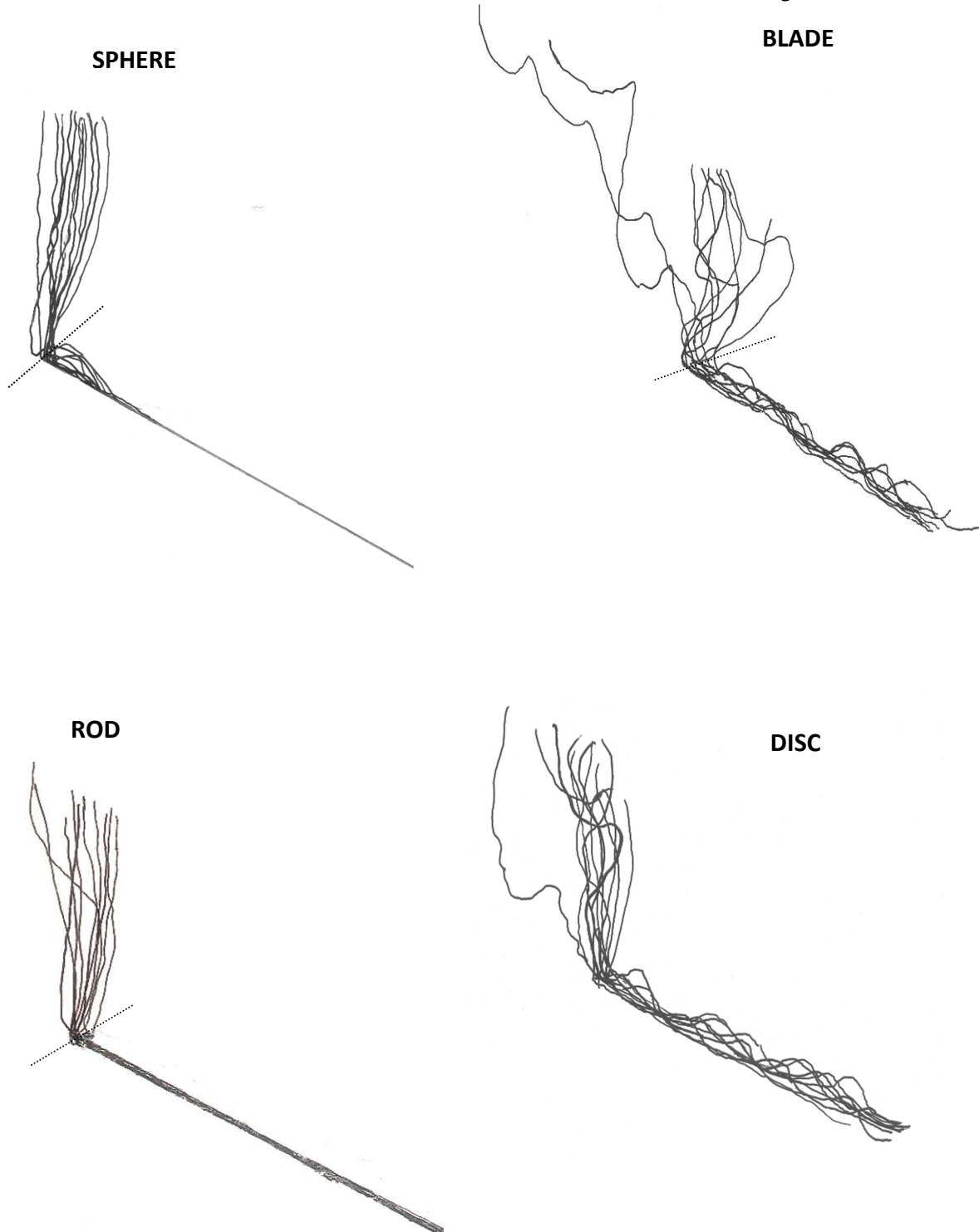


Figure 3: Summary of particle settling and transport paths for four particle shapes in water striking a glass surface inclined at 30° degrees. The same experiment was replicated ten times for each particle. The dotted line shows the division between settling and transport modes.

After the initial impact on the base plate the sphere tends to rebound slightly and then rolls

downslope (Figure 3.1). The velocity of rolling slightly increase as the particle rolls further.

Figure 3.2 shows the rod also showed very uniform settling. The rod tends to settle with its a axis transverse to the slope and to roll with the same orientation. There is little rebound after the initial impact and the rod tends to accelerate with downslope distance. Blade settling paths are highly variable, often showing a glide and tumble motion. Although impact angles are highly variable rebound is negligible. Transport is variable but usually follows an oscillatory sequence of 'collapse-slide-lift-stall-collapse-slide' with the long axis transverse to the slope. Discs tend to follow either a regular oscillatory settling path or a glide and tumble motion. There is little rebound on impact and transport follows a similar pattern to the blade with occasional 'on edge' rolling (Figures 2 and 3). Blade and disc shapes, however, showed a more complex and irregular hydraulic behaviour depending on their orientation. In general, for disc and blade-shaped particles (Figure 3.3 and 3.4) the settling paths tended to be much longer and irregular than for the rod and sphere shapes. Settling velocities are greatest when the test particle falls in a vertical orientation, whereas in a horizontal orientation, particles tend to move laterally, leading to a slower settling velocity. Blades show some degree of irregular settling. For example, the blade tends to fall in a horizontal plane and then stall. After the initial impact with the glass plate it tends to accelerate in a sliding mode and then stall by standing on its vertical plane with its long axis transverse to the slope. Following a short movement in a vertical plane the particle collapsed on its horizontal plane and accelerated again, which result in a second vertical motion in the lower part of slope, after which it collapses again. Discs show similar hydraulic settling behaviour to blades. Discs tend to change orientation from a vertical position to horizontal or from horizontal to vertical, which results in differential settling rates (Figure 3.3). As the larger surface area of a particle turns to a horizontal position, the contact area of the water column with the particle surface increases and this leads to a greater resistance which results in lower settling velocity. In terms of the settling trajectories, Figures 3.3 and 3.4 also show that

sinuous settling paths occur if a particle is in a horizontal position, whereas in a vertical downward movement, particle-settling paths seem to be relatively straight.

Artificially moulded grains are geometrically perfect but natural river gravel is far less uniform. Figures 2 and 4 show settling and transport paths for both artificial and natural particles. The artificial particles are slightly larger than the natural ones and significantly less dense. General patterns of motion are similar to those described above. There is little difference between the movement of spheres and rods. Blades and discs show greater differences, particularly in settling. The motion of natural grains is often more complex and less hydrodynamically predictable. Small differences in shape produce fairly large differences in hydrodynamic behaviour. In Figure 4 discs and blades show rotation rather than the glide and tumble settling of the artificial particles.

Settling velocities of four natural sandstone particles (sphere, blade, rod, disc, density 2.41) were measured. The same set of experiments as those carried out on the artificial particles were repeated for the natural particles. Behaviour between the two sets of experiments cannot be compared directly due to difference in particle density. In general, sphere-and rod-shaped particles produced a similar pattern of settling and transport velocities (rolling) to the artificial particles. Blade-and disc-shaped particles, on the other hand, exhibited more uniform and relatively shorter settling paths as compared to those measured with artificially formed particle shapes. Figure 4 shows typical strobe-light photographs of natural gravel sphere, blade, rod, and disc-shaped particles. Figure 4.1 shows that sphere-shaped particles have a relatively consistent pattern of settling. After the initial impact with the glass plate both the rebound height and also damping distances of the natural sphere tended to be greater than for artificial ones due to the greater density of natural the particles. The rod showed a similar pattern of settling to the sphere but for the rod there was little rebound and a shorter damping distance (Figure 4.2).

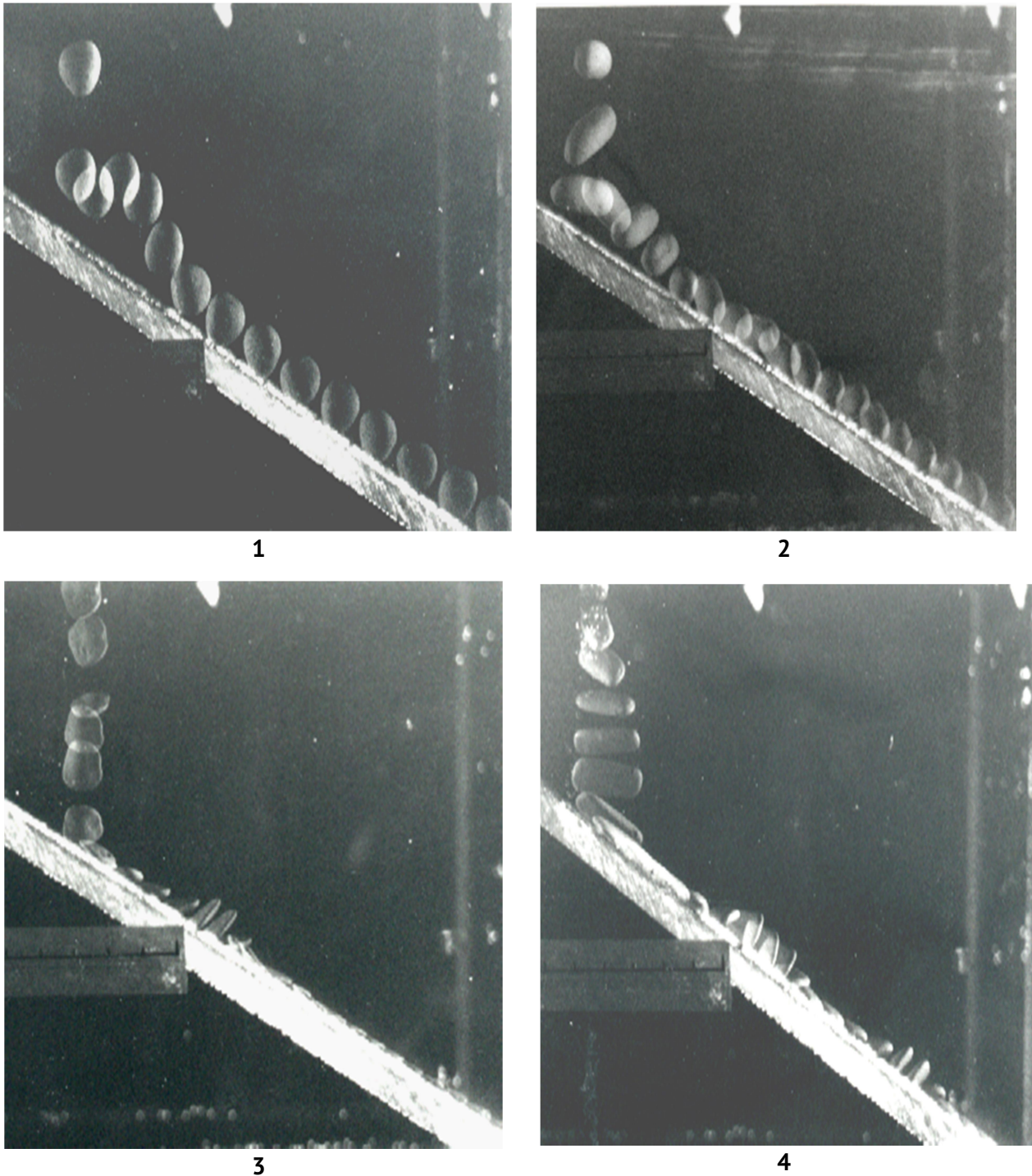


Figure 4. Strobe-light photographs of a natural sphere striking a glass surface inclined at 30° degrees. The same experiment was replicated 10 times in water. These photographs show four examples as sphere (1), rod (2), disc (3) and blade (4). The strobe rate was set at 25 flashes per second.

The rod hit the base plate with its long axis in a vertical plane which caused a small rebound, and then it re-oriented itself with the long axis transverse to the slope. In each experiment, the rolling velocity of the rod tended to increase slightly downslope. The natural blade and disc-shaped particles settle in relatively straight, vertical paths that are more constant

than with the artificial particles. However, in relation to transport velocity, similar patterns of motion between artificial and natural particles were observed. The blade in Figure 4.4, shows a straight vertical line of fall with its long axis in a vertical plane. Following initial impact the blade with its long axis transverse to the slope, accelerates with a

sliding mode, which then leads to an elevation of the particle in a vertical plane (which results in a decrease in transport velocity). It then collapses onto a horizontal plane and slides again. This irregular pattern of movement with varying sequence of orientation is repeated downslope. In other replicate drops the blade slid at an almost constant velocity with its long axis parallel to the slope. This indicates that blades sliding downslope with long axes transverse to slope tend to accelerate. This acceleration forces the blade to elevate and changes its orientation from the horizontal to the vertical plane or from vertical to a horizontal plane which leads to irregularity in transport. On the other hand, a blade moving downslope with its long axis parallel to slope shows a relatively consistent sliding mode of movement along the slope.

The natural disc in Figure 4.3 shows an initial increase in settling velocity of the disc falling in a vertical plane. It then turned in a horizontal plane, which caused a decrease in settling velocity. Finally it began its vertical fall again with an increase in settling velocity. After the first impact on the glass plate, it accelerated with a sliding motion until it lifted and then collapsed again in a horizontal plane. It then accelerated again in a sliding mode and a second elevation took place. Observations of replicate drops showed that if the particle impacted on the base plate in the vertical plane it tended to jump or accelerate immediately after the landing, which then led to elevation in the upper slope. On the other hand, if the landing took place in a horizontal plane, the particle tended to slide along most of the slope and accelerate towards the bottom of the slope.

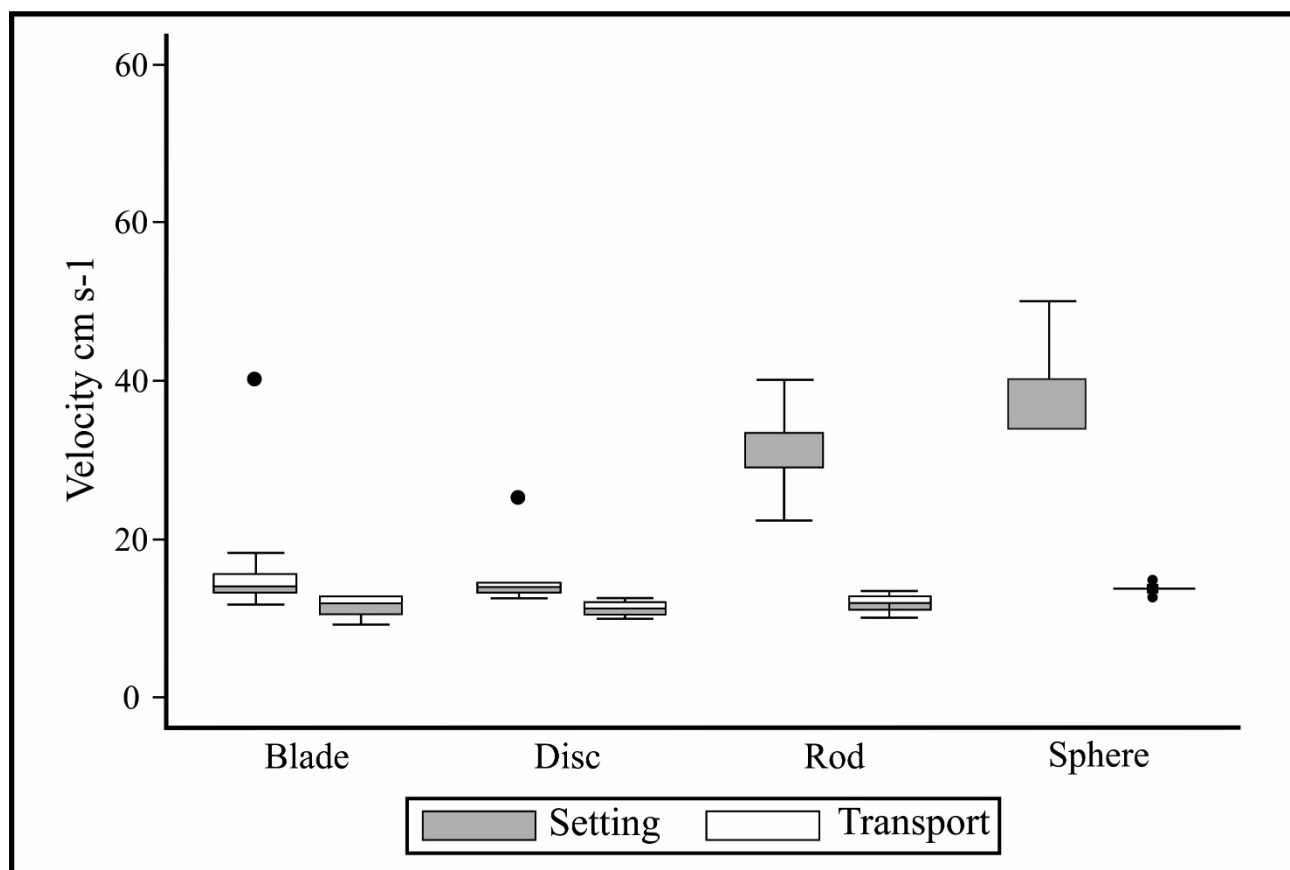


Figure 5 shows the mean settling and transport velocities of artificial particles of different shapes. This demonstrates that particle flatness has an important influence on the settling velocity. The more the particles are flattened, the slower they will settle compared with spheres and rods of the same

size and density. Indeed, sphere- and rod-shaped particles tend to have greater mean settling velocities than blades and discs, which have relatively similar mean values. The increasing order of the rank is 14.6 cm s⁻¹ for discs, 16.8 cm s⁻¹ for blades, 29.4 cm s⁻¹ for rods, and 37.0 cm s⁻¹ for spheres. Blades and

discs settle more slowly and show relatively large scatter around their mean values in terms of particle transport velocity. Figure 5 also shows that, despite faster mean settling velocity for spheres and rods than for blade- and disc-shaped test particles, a similar pattern in the mean transport velocities does not emerge. Mean transporting velocities are much lower than the settling velocities of spheres, blades, and rods (Figure 5). For sphere-shaped particles, transport velocities vary between 12.5 cm s^{-1} and 14.3 cm s^{-1} with a standard

deviation value of 0.6. For rods the velocity varies between 10 cm s^{-1} and 13.3 cm s^{-1} with a standard deviation value of 0.9. Differences between the individual transport velocities varied between 9.1 and 12.5 for blade and disc with a standard deviation value of 0.9. After the collision with the base plate, blade-shaped particles did not move for two measurements. For the disc shapes in two out of the 10 experiments test particles did not move after impact.

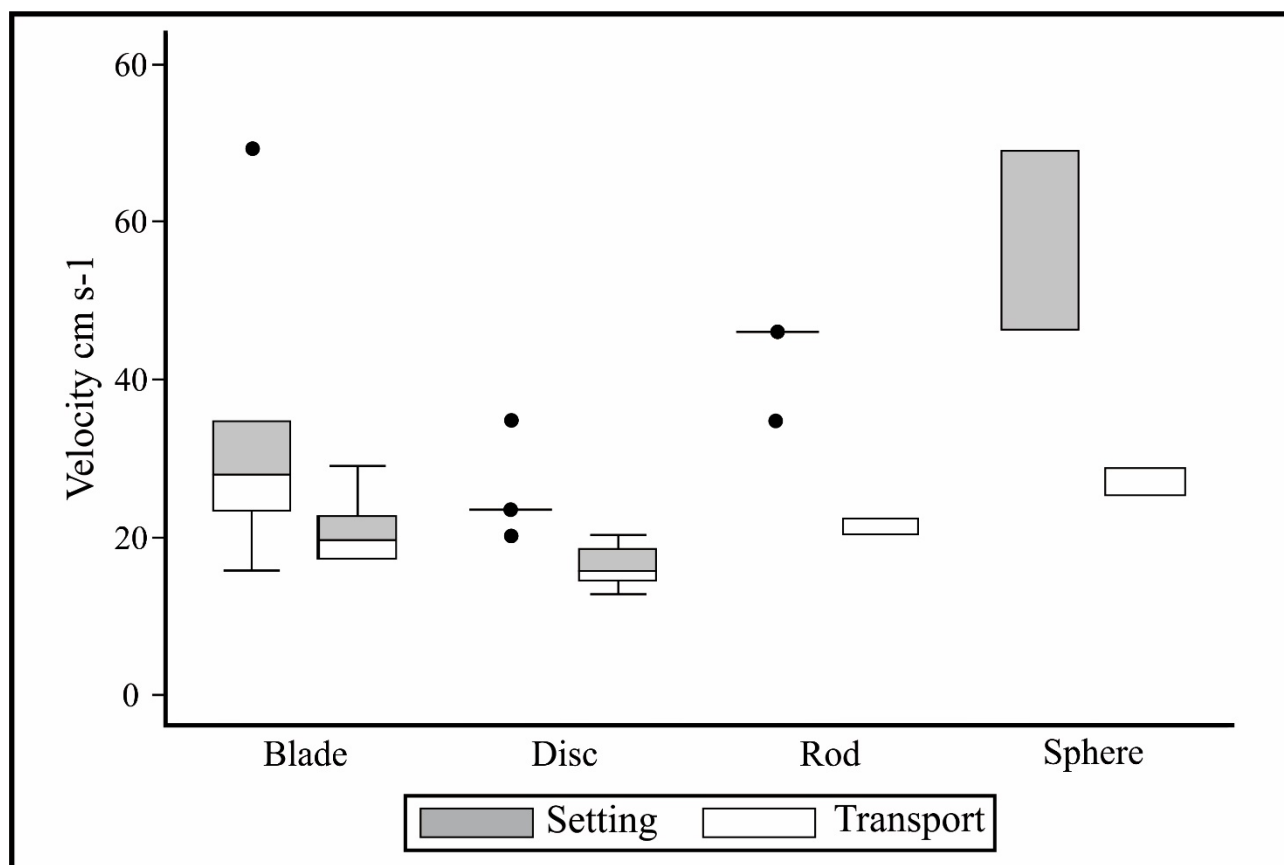


Figure 6 summarises the settling and transport velocities of the natural test particles. Although standard deviations are quite large a clear pattern emerges: spheres settle fastest, followed by rods, blades and discs. The transport velocity of a particular grain is always less than its settling velocity often by a factor of two or three. This pattern is similar to the artificial test particles except that settling and transport velocities are greater on account of the greater density of the material.

In general, patterns of settling velocities of natural particles is similar to those measured for artificial ones, e.g. higher settling velocities for sphere- and rod-shaped particles, lower

values for disc- and blade-shaped particles. However, natural particles tend to settle much faster due to their greater density (2.41) than the artificial particles used (1.48). Mean settling velocities vary between 68.8 cm s^{-1} (sphere) and 23.4 cm s^{-1} (disc). Again, sphere- and rod-shaped particles show greater settling velocities. The increasing order, the mean velocities are $23.4, 31.4, 48.1$ and 68.8 cm s^{-1} for disc-blade-rod- and sphere-shaped particles respectively (Figure 6). The settling and transport velocities of individual particles within each shape class and their mean and standard deviation values indicate that settling velocities, for individual sphere- and rod-

shaped particles tend to be greater, and more consistent than for blade-and disc-shaped particles. For sphere-shaped particles, settling velocity is very uniform (68.8 cm s^{-1}) with a standard deviation of 11. It changes between 34.4 cm s^{-1} and 68.8 cm s^{-1} for rod-shaped particles with a standard deviation of 48.1. For blades, however, settling velocities are much greater and vary between 15.3 cm s^{-1} and 68.6 cm s^{-1} with a standard deviation of 14.6. Discs, on the other hand, shows less variation between the individual measurement (19.6 - 22.9 cm s^{-1} ; with a small standard deviation of 4.1. In terms of particle transport velocity the pattern is again similar to the artificial deviation value of 1.1. On the other hand, as with artificial particles, the differences between the individual measurements tend to increase for the blade (16.7 - 28.6 cm s^{-1}) and disc, 12.5 - 20.0 cm s^{-1}). Greater standard deviation in transport velocities of blade and disc-shaped particles result because variations in particle orientation have a significant effect on settling rate and the nature of the particle transport velocity. Comparison of artificial and natural particles within the same size range

Settling and transport velocities of artificial particles of differing shape and size

In order to investigate the combined influence of particle shape and size on settling velocity, form of movement (rolling or sliding) and trajectory paths a series of experiments were carried out with artificially-moulded gravel-size particles. The test particles were arranged in three size groups in terms of their intermediate axes (b-axis): 5 mm small, 10 mm medium and 15 mm. Individual particles were dropped through water onto an 30° inclined smooth glass plate and each drop was replicated to ensure consistency.

Figure 7 shows that, in common with previous experiments, in each size group, sphere-and rod-shaped particles tend to have faster settling velocities than discs and blades. In the small size group, the settling velocities are 28.6 cm s^{-1} , 22.5 cm s^{-1} , 12.2 cm s^{-1} and 11.9 cm s^{-1} for sphere rod, disc, and blade respectively. In the medium size group again rods and spheres show faster mean settling velocities;

particles, with is no great variation between different shapes. Figure 6 shows that, on a 30° inclined smooth base plate, mean transport velocities tend to decrease from sphere (27.5 cm s^{-1}) to rod (20.9 cm s^{-1}), blade (20.2 cm s^{-1}) and disc (16.1 cm s^{-1}) respectively. However, for a given distance, mean transporting velocities are much lower than that of settling velocities for all shape classes and the difference becomes greatest for sphere-shaped particles, while it is smallest for discs. For spheres, rolling velocities vary between 25.0 cm s^{-1} and 28.6 cm s^{-1} (standard deviation 1.7), while for rods it varies between 20.0 cm s^{-1} and 22.2 cm s^{-1} with a standard and same shape class showed that density has an important influence on particle settling velocity and hence Reynolds number. Natural particles are greater in density than artificial particles. This leads to higher settling rates and hence greater Reynolds number values for natural particles. Mean Reynolds number for the settling velocity of natural particles is almost twice (6188) that of the artificial particles (3700).

30.6 cm s^{-1} for spheres, 34.3 cm s^{-1} for rods, 12.6 cm s^{-1} for blades, and 11.8 cm s^{-1} for discs, while in the large size group the rank is also 34.3 cm s^{-1} for both spheres and rods, 14.4 cm s^{-1} for blades and 12.6 cm s^{-1} for discs. For almost all shape classes there is an increase in the settling velocity with particle size. The increasing rate of mean settling velocity for sphere-shaped particles is greater than blade and disc. In the small, medium and large size groups it varies between 28.6, 30.6 and 34.3 respectively for spheres, while for rods the variation is between 22.5 (small size) and 34.3 (large size). There is a similar trend for blades, 11.9-14.4, and discs, 12.2-12.6. In terms of transport velocities, it appears that, regardless of shape, velocities tend to increase slightly with size. Figure 7 shows small differences between settling and transport velocities of blade-and disc-shaped particles, with greater differences for rod-and sphere-shaped

particles in each size group. The ratio of settling velocities to transport velocities indicates the importance of settling to transport. In every size group settling velocities for sphere and rod-shaped particles are noticeable greater than that of blades and

discs. The reason is that sphere-and rod-shaped in each size group tend to be of greater weight, which leads to faster settling, and have smaller projection areas compared to discs and blades.

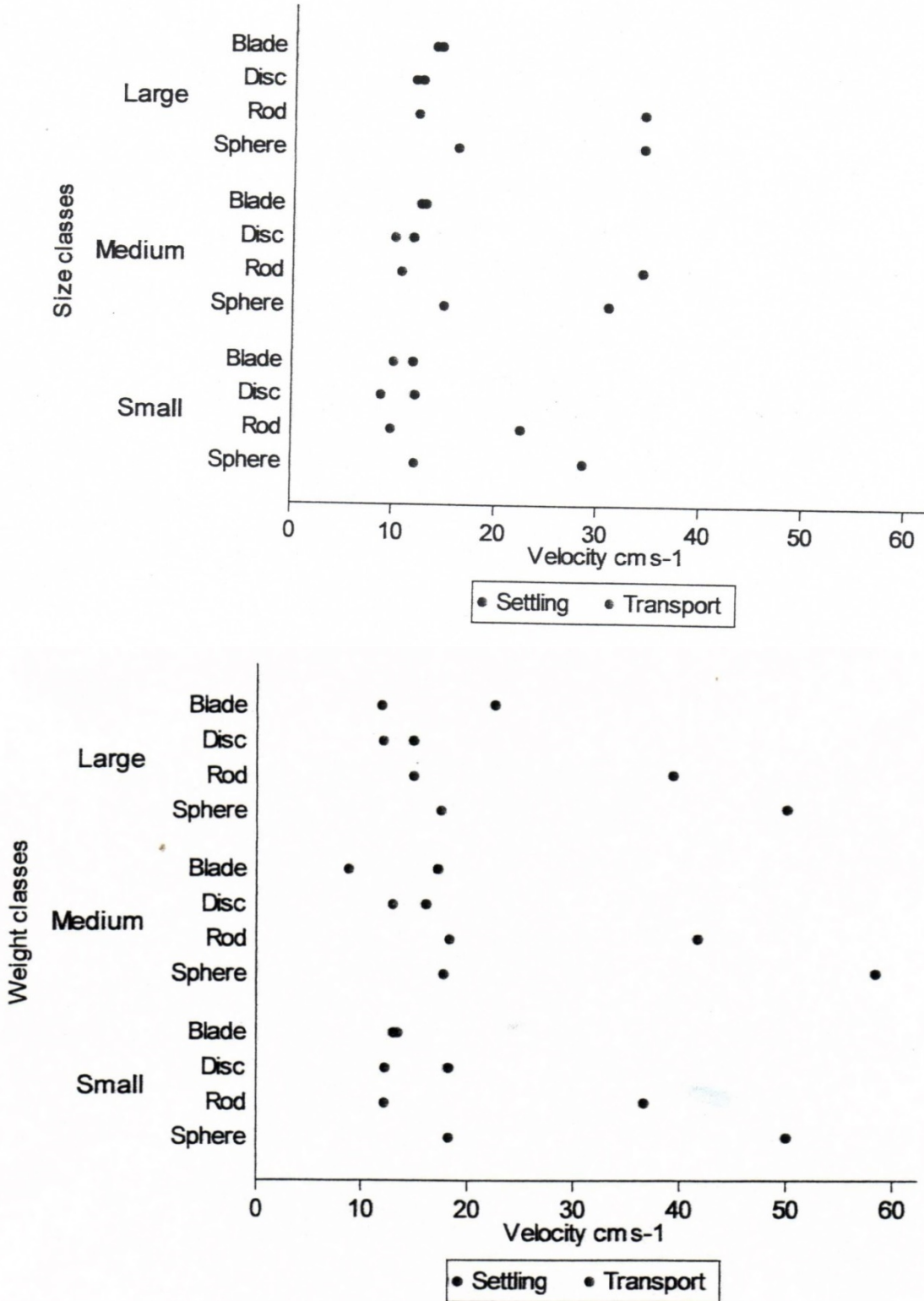


Figure 7

A series of experiments were carried out with artificially-moulded gravel-size particles in

order to determine changes in settling and transport velocities of different particle shapes

in relation to weight (Figure 8). The dependence of settling velocity is clearly demonstrated in settling equations such as Stokes Law. Particles were classified into three weight classes. In each class particles were prepared using wet clay of equal weight. However, on drying resultant weights showed some slight differences. Therefore, in each class test particles were of approximately equal weight but differed in shape. Sphere-and rod-shaped particles tend to be heavier than blades and discs due to their greater c axes. Figure 8 shows that, despite their similar weights, mean settling velocities of the sphere-and rod-shaped particles are noticeable greater than discs and blades in almost each

Settling and transport velocities of irregular shaped natural particles

Although it is well known that the settling velocity of a particle is strongly dependent on its shape (Allen, 1969; Corey, 1949; McNown and Malaika, 1950; Graft, 1971; Komar and Remiers, 1978; Baba and Komar, 1981; Dietrich, 1982) there have been few studies investigating the settling velocities of natural particles with irregular shapes. These are appreciably different from ideal shapes such as spheres, ellipsoids and cubes (Goossens, 1987). The purpose of this section is to examine the settling and transport velocity of irregular shape natural particles. Natural (irregularly shaped) particles were selected in two size ranges 4-8 mm and 8-16 mm. The test particles were taken from Trout Beck (Figure 1). In each size group 10 particles were randomly selected from a total sample of 100. The reasons for choosing these size ranges were for ease of measurement and also these ranges were most commonly transported in floods at the experimental sites. It was assumed that smaller sized particles would reduce the effect of particle shape on settling and transport velocities. Sandstone particles with an average density of 2.41 were used. Each particle within the two size groups was dropped twice through water, onto a 30° inclined, smooth glass plate. Settling velocity, form of movement (rolling or sliding) and trajectory paths were measured from the

weight group. Within each weight group, spheres tend to show the fastest settling velocities, while discs, except in the small group, show the slowest rates. The decreasing order of settling velocities in the small group is sphere, rod, disc and blade, while for the medium and large size groups the ranks are sphere, rod, blade and disc. Within each weight group spheres have relatively uniform vertical settling trajectories, while rods show similar settling velocities but with slightly more rotation about their long axis, Discs and blades on the other hand exhibit slower, more irregular modes of settling depending on their orientation.

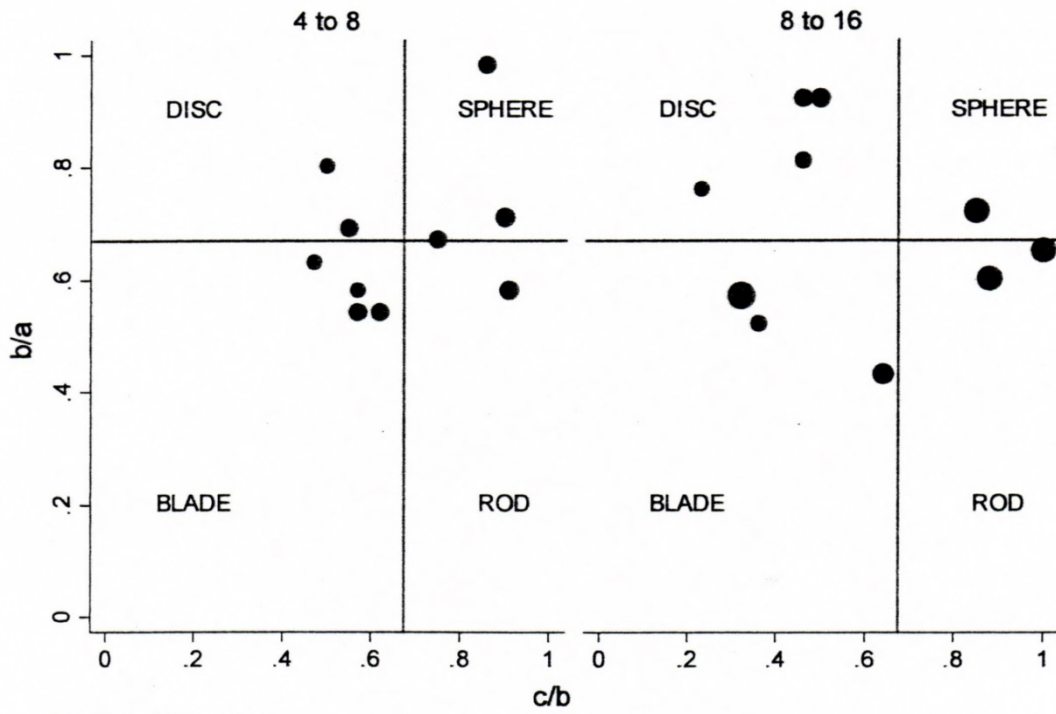
photographs.

In terms of settling velocities (Figures 9A and 10) the experiments show that there is no simple pattern of settling and transport velocities between the particles of various shapes and size. However, in common with the earlier experiments Figures 9A and 10 show that sphere and rod-like particles tend to settle slightly faster than blade-like and disc-like particles. Mean settling velocity of the large particles (42.2 cm s^{-1}) is noticeable greater than the small size group (30.7 cm s^{-1}). High standard deviation values for the large size particles indicate that differences between the settling velocities of various shapes is greater than in the small size group. This demonstrates a positive relation between the particle size and the influence of shape on settling velocity. In other words, as particle size increases, differences between the settling velocity of various shapes tends to be greater. In the small size group, mean settling velocities vary between 40.1 and 34.0 cm s^{-1} for rods and spheres respectively, while for disc-like and blade-like particles it is 26.9 and 27.8 cm s^{-1} . In the large size group, there tends to be an increase in mean settling velocities for almost all shapes. Mean settling velocities are 57.3 for sphere and rod-like, 43.3 for blade-like and 28.8 cm s^{-1} for disc-like particles. Particles falling in a vertical plane have relatively

greater settling velocities than those falling in a horizontal plane. Differences in the mean settling velocities between spheres, blades and

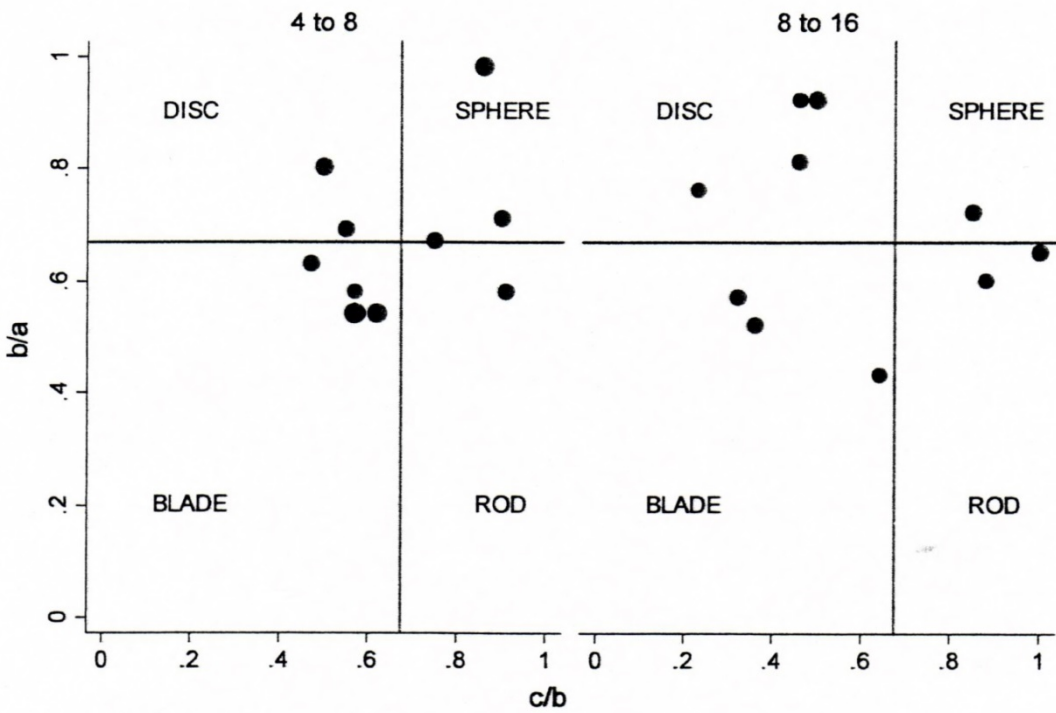
discs, tend to be smaller in the 4-8 mm size than the 8-16 mm size.

(A) Settling velocities



Graphs by Size_range

(B) Transport velocities



Graphs by Size_range

Figure 8

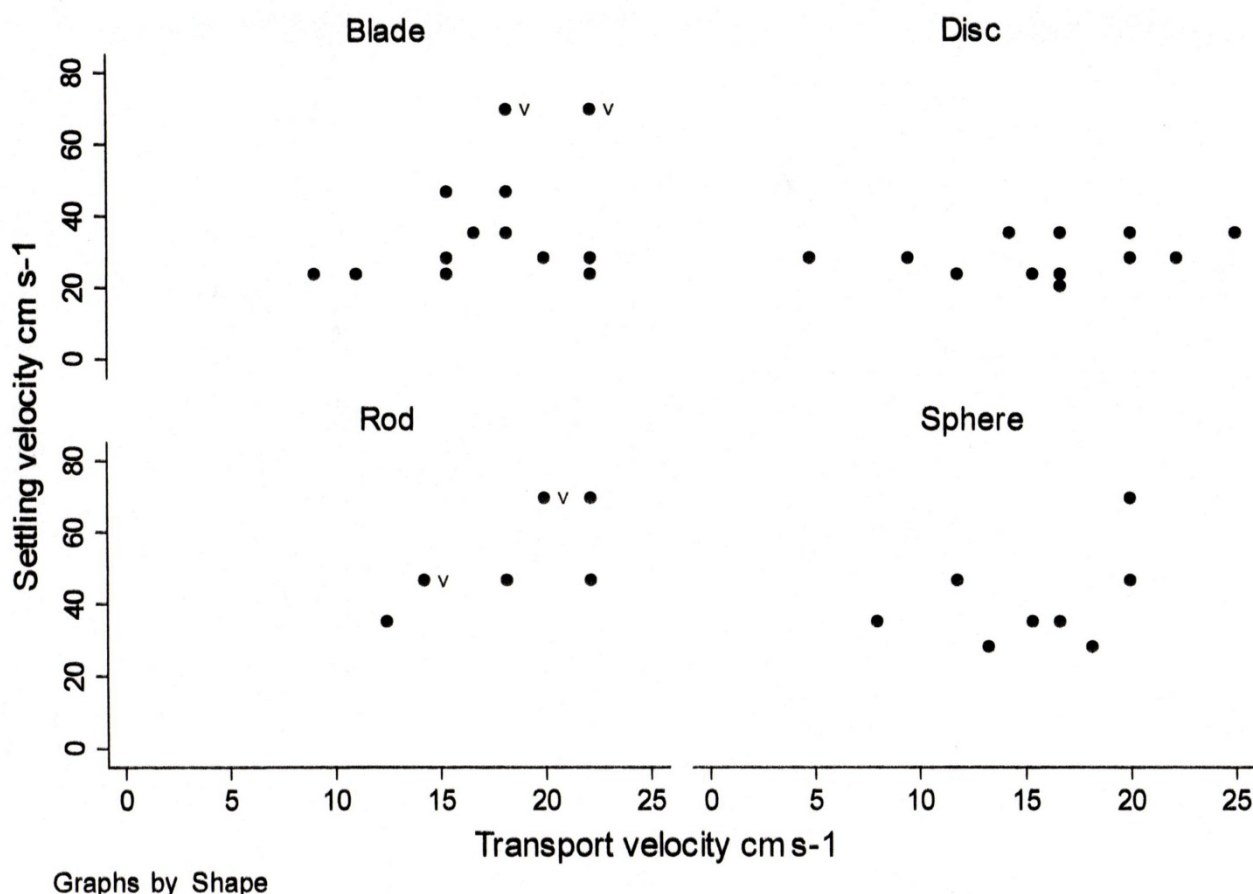


Figure 9

In terms of the mode of movement and the transport velocities, Figures 9B and 10 show that mean transport velocity for large size particles (regardless of shape) is much greater than the mean small size group (13.9 cm s⁻¹ small and 19.1 cm s⁻¹ large size groups). However, lower standard deviations in each size group indicate that there is no greater variation between the transport velocities of different shapes. In contrast to the previous experiments carried out with uniform-shaped particles, in which rod-and sphere-shaped particles moved in rolling modes, most of the irregularly-shaped natural test particles exhibited a sliding mode of movement rather than rolling. For example, although they are expected to roll, some sphere-and rod-like particles moved in a sliding mode. The reason might be attributed to their rather lower sphericity and roundness values. For example some spheres moved in a rolling mode because of their greater roundness and sphericity degrees and hence lower flatness. This highlights the fact that apart from particle

form (eg. sphere, rod, blade and disc), other shape properties (eg. degree of sphericity, roundness, flatness etc) have also significant influence on the hydraulic behaviour of particles. Even small variations in these shape parameters result in significant differences in transport mechanisms.

Initial motion and movement of particles of various shape on bed of varying roughness-Friction (Pivot) Angle Measurements

A series of experiments were undertaken using four test grain shapes to investigate (a) how critical friction angle depends on grain shape and the relative size of the pivoting grain relative to the underlying roughness and (b) the mode of movement of artificial particles of various shape on two different bed roughnesses. Four artificial particles with different shapes but the same size range (b-axis) were placed on beds with different forms of roughness elements. Two bed roughnesses were formed by attaching glass rods of different diameters (7 and 14 mm) across the

sloping glass plate. With the test particle in place, the beds were tilted until the test particle moved from its pocket of origin. For each of the test particles five measurements

were taken. For blade-and rod-shaped test particles, five measurements with transverse orientation and five with parallel orientation were collected.

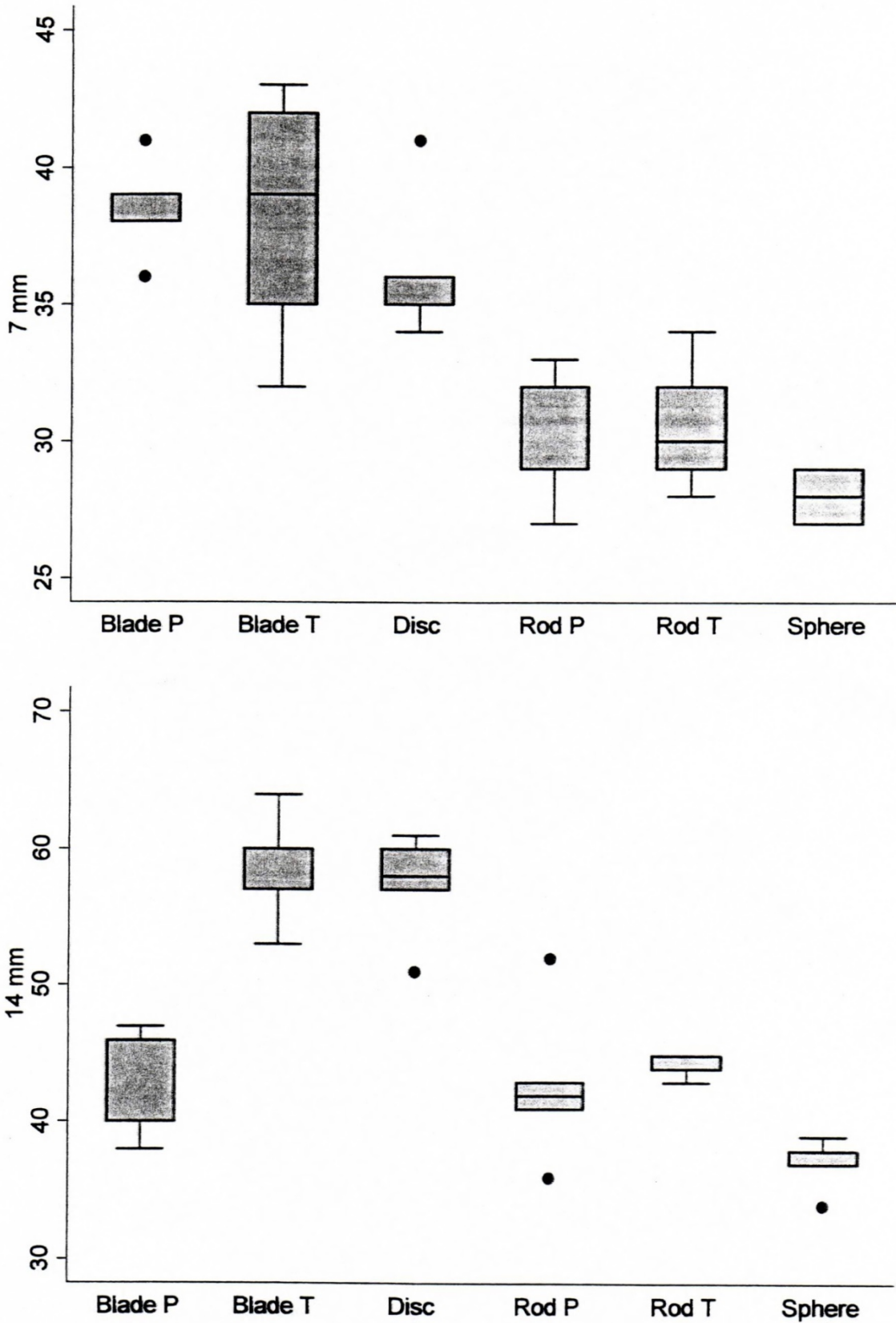
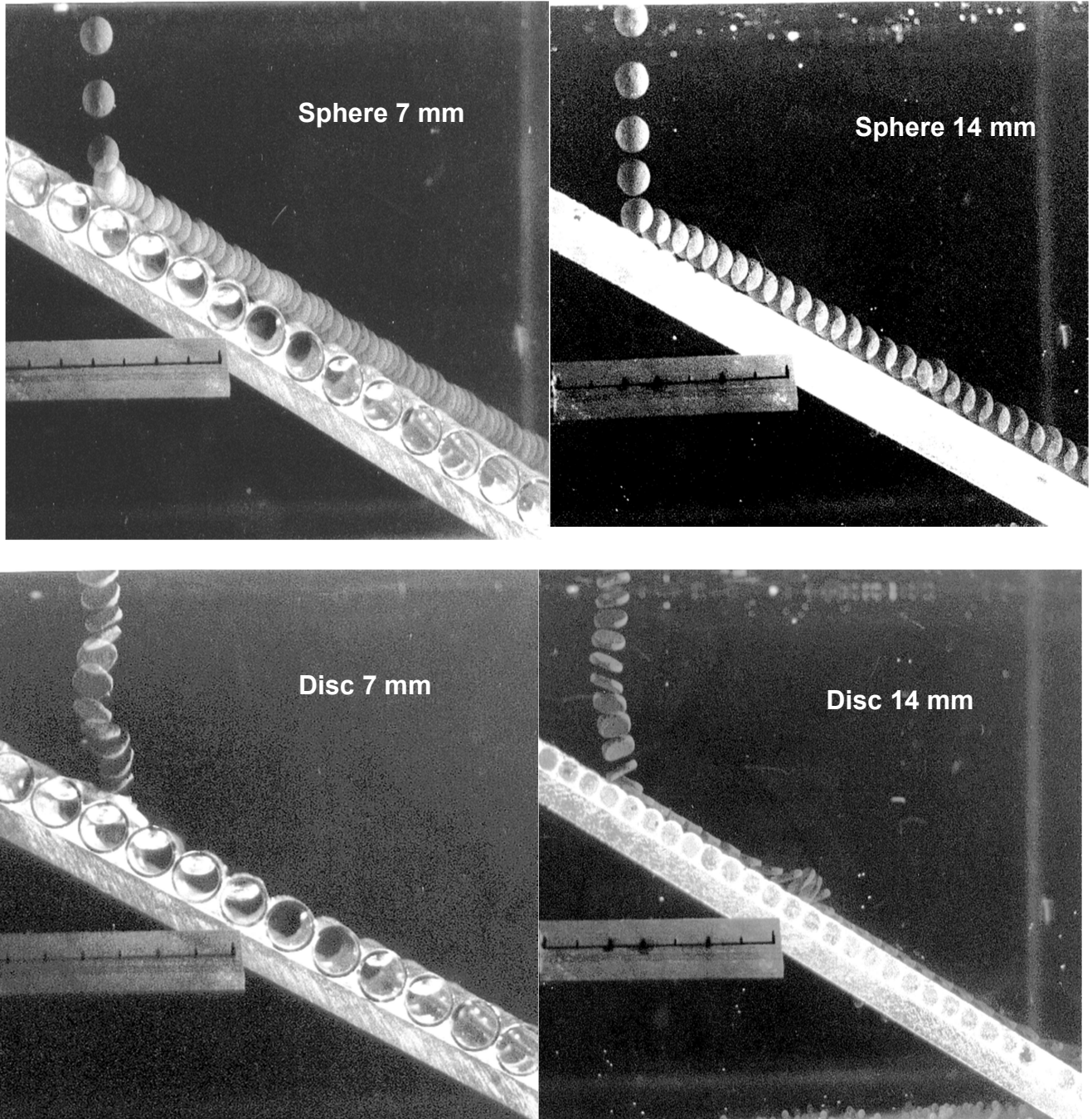


Figure 10

Results are shown in Figure 11. Generally, sphere and rod-shaped particles have lower friction angles than blade and disc shapes. The orientation of elongate particles has a bearing on the friction angle. As bed roughness increases the critical friction angle also increases. Discrepancies in friction angles between the two roughness types are greatest for the blade (transverse orientation) and disc. This is because the intermediate axes (10mm) of these grains tends to lodge in the pockets of

the 14 mm roughness elements and the small axis inhibits pivoting out of the pocket. However, the blade in parallel orientation (long axis 20mm) 'bridges' the roughness elements and has a friction angle similar to the 7 mm roughness type. In both cases movement is by sliding. Overall particle dimensions, relative grain-size and the mechanism of movement (pivoting or sliding), therefore control initial motion.



Detailed examination of the strobe photographs for the two roughness types (Figure 12) clearly shows that the spherical particle has a more irregular movement pattern on the coarser bed. On the 14 mm roughness' after initial movement the grain tends to 'pivot and drop' from pocket to pocket. Comparison of the behaviour of an artificial sphere and disc on two roughnesses (7 and 14 mm) is shown in Figure 12. For the sphere, settling and transport paths are very similar. The mode of movement for the bed roughnesses (7 and 14 mm) artificial particles of various shapes on two different is shown in Figures 12. Settling and transport paths for the sphere and rod were very similar on both roughnesses. Rebound after initial impact was negligible and the particles moved by Rolling. However, on the 14 mm roughness surface, movement was a little more irregular with fluctuations in velocity as the particles passed over the underlying pockets. The disc and blade, on the other hand,

showed a very different pattern of movement. They settled along a regular oscillatory path. On the 7 mm roughness surface the disc and blade impacted at an angle approximately 45° , then they collapsed and began to slide. The particles accelerated until there was sufficient lift to allow them to climb from the bed. The particles then 'stalled', collapsed and began sliding again. On the 14 mm roughness, these particles impacted on their edges rotated and began to slide. However, the first pocket the disc encountered immediately stopped it. The leading edge of the grain abutted against the upstream face of the roughness element and motion ceased (Figure 12.) At 30° the slope is well below the critical friction angle for this particle and roughness (57°). The blades exhibited a similar movement pattern to that on the 7 mm roughness surface. It accelerated in a sliding mode, stalled, collapsed and began sliding again.

SUMMARY and DISCUSSION

Shape is an important particle characteristic that has a significant effect on settling rates and the mode of near-bed transport. Characteristic movement patterns can be observed. These effects increase with larger particle sizes. During settling, grains always orientate themselves with their maximum projection are normal to the flow. However, on the bed, due to grain-grain interactions, this is not always the case. This investigation has focussed on the influence of the particle shape, size and orientation on the mode of motion and threshold entrainment conditions. Based on visualisation experiments. Results show, across the range of particle sizes tested, that sphere and rod-shaped particles tend to settle faster and move by rolling. Discs and blades Show slower settling rates and, in most instances, move by sliding. Experiments carried out with irregularly shaped, natural particles show greater variability in settling behaviour and irregular patterns of motion.

The nature of settling is a function of particle mass, size, shape and orientation. Experiments have shown that there are some fundamental differences in settling velocities and the

pattern of settling trajectories between particles of various shape classes (Figures 2, 3 and 4). First of all, spheres and rods exhibited more uniform settling patterns and modes of movement. Spheres settled vertically in a very uniform fashion whereas rods also showed similar settling with slightly more rotation about their axes (Figure 4). Blade and disc shapes, however, showed a more complex and irregular hydraulic behaviour. For blade- and disc-shaped particles the settling paths are much longer and irregular (sinuous) than for the rod and sphere shapes (Figures 2 and 3).

An important control upon settling behaviour is particle settling orientation (Figures 2 and 10). A particle with its maximum projection area horizontal to the water tends to settle more slowly than a particle with its long axis inclined at a 90° to the flow. This differential settling velocity reflects differences in resistance to settling. Discs showed similar hydraulic settling behaviour to blades. For most of the observations, blade- and disc-shaped test particles tended to change their orientation from a vertical position to horizontal or from horizontal to vertical, which

resulted in different settling rates. As the larger surface area of a particle turns to a horizontal position, the contact area of the water column with the particle surface increase and this leads to a greater resistance which results in lower settling velocity. Whereas a downward movement with a vertical orientation was found to minimise resistance, leading to an increase in settling velocity. Settling tended to be slower when disc and blade particle were in a horizontal orientation whereas in a vertical downward movement, particle settling paths seemed to be relatively straight and settling velocity greater. It has been shown that as a particle settles and changes orientation, the rate of settling will also vary.

Settling in a vertical orientation tended to be faster than settling with the maximum projection area parallel to the base. Spheres and rods settle along more uniform paths. In terms of the settling paths, it has been demonstrated that, in common with the findings of Willmarth et al (1964) some disc and blade shaped particles showed an irregular oscillation during settling. Disc and blade-shaped particles exhibited a glide-tumblelike settling pattern in which they swung from side to side as they settled (Figure 3). Tumble settling was also observed as flat-shaped particles continuously tumbled end over end, and moved along a path that was straight but oblique to the vertical.

Transport velocities are much lower than the settling velocities of spheres, blades, and rods. Despite faster mean settling velocity for spheres and rods than for blade and disc-shaped test particles, a similar difference in the mean transport velocities between various shapes does not exist. In relation to the mode of transport, it was observed that the initial impact of a particle with the sloping plate (inclined at 30° from horizontal) produces two distinct sets of behaviours. First spheres impact the plate and bounce off, whereas, discs and blades hit the slope plate in a more gentle way and then begin to slide down the slope. Spheres always rebound and rods sometimes rebound, but blades and discs do not. This might be attributed to the fact that spheres and rods offer less resistance during

settling because of their smaller surface areas therefore impact the plate at a greater velocity. Following the initial impact the velocity of movement along the sloping plate was almost constant for rods and spheres, whereas discs and blades tended to accelerate. The mode of movement down the slope is again a function of particle shape. For most of the experiments, spheres exhibited a uniform rolling mode with close contact with the bed. Similarly rods rolled down the slope with their long axes transverse to the slope. Discs and blades moved mostly in a sliding but more complex movement during their transport.

It has been found that general patterns of motion for natural particles are similar to those of artificial particles. There is little difference between the movement of spheres and rods, while blades and discs show greater differences, particularly in settling. The motion of natural grains appeared to be more complex and less hydrodynamically predictable. Small differences in shape produce fairly large differences in hydrodynamic behaviour. Comparison of the settling and transport velocities of natural particles indicated that spheres settle faster, followed by rods, blades and discs (Figure 4). Although there are much smaller differences, transport velocities follow a similar pattern. It was found that the transport velocity of a particular grain is always less than its settling velocity, often by a factor of two or three. The implications for sediment transport are interesting. Lower transport velocities mean slower movement at the bed. Rolling is faster than sliding. However, slower settling velocities do not equate directly with lower transport rate as a particle once entrained may remain in the upper flow profile longer and as a consequence step length may be greater.

In terms of settling and transport velocities of irregular-shaped natural particles, experiments have shown some significant differences between artificial and natural particles with ideal shapes. In general, no simple pattern of settling and transport velocities was found between particles of irregular shapes and to some extent size (Figure 10). Particles with angular shapes are observed to show a greater variability in settling behaviour and irregular

patterns of motion. This is an important factor in bedload transport studies because, in gravel bed rivers, natural bed material shape deviates considerably from the ideal shape type and hence may not conform to models established for sphere, blade, rod and disc settling and transport (Figure 10). This suggests that, despite some indications about the settling and transport mechanisms of particles of various shape and size, the experiments carried out here with artificial and natural particles of ideal shapes do not directly represent actual particle motion in a natural channel. However, some general trends appear to be valid. The more spherical the shape the faster it settles. Departure from a spherical form leads to a decrease in settling velocity. The sphere and rod-like particles tend to settle faster and move by rolling, while disc and blade-like particles tend to show slower settling rates and, in most instances, move by sliding mode.

Generally, sphere and rod-shaped particles were found to have noticeably lower friction angles than blade and disc shapes. The orientation of elongate particles (rods and blades) has an influence on the friction angle. As bed roughness increases the critical friction angle also increases. Differences in friction angles between the two roughness types are greatest for blades (transverse orientation) and discs. This is because the intermediate axes (10 mm) of these grains tends to lodge in the pockets of the 14 mm roughness elements and the small a axis inhibits pivoting out of the pocket. However, a blade moving in parallel orientation (long axis 20 mm) 'bridges' the roughness elements and has a friction angle similar to the 7 mm roughness type. In both cases movement is by sliding. Thus, it was found that, overall, the initial motion of a particle is controlled by its dimensions relative grain-size and the mechanism of movement (pivoting or sliding). Spherical particles have a more irregular movement pattern on the coarser bed. On the 14 mm roughness, after initial movement, the grain tends to 'pivot and drop' from pocket to pocket (Figure 12).

In terms of settling and transport on different bed roughnesses, comparisons of the behaviour of the particles of various shapes

showed some distinct differences. Spheres and rods showed very similar settling and transport paths on both roughnesses (7 and 14 mm), although on the 14 mm roughness transport was a little more irregular with fluctuations in velocity as the particle passed over the underlying pockets. The discs and blades showed a very different pattern of movement by settling along a regular oscillatory path. Subsequent to the initial impact on the 7 and 14 mm roughnesses, discs and blades tended to collapse and begin to slide. The particles accelerated until there was sufficient lift to allow them to climb from the bed (Figure 12).

These experiments have clarified some aspects of the hydraulic behaviour of particles (in different shape and size characteristics) that cannot be observed directly in the field. However, these observations cannot directly be related to bedload transport mechanisms in a stream for the following reasons. Firstly, in a coarse-gravel channel, flow resistance is more complex and generally controlled by large-scale roughness elements and the local characteristics of the bed material. Even under a steady flow there is a wide scatter in the relationship between hydraulic variables and bedload transport. The roughness elements also have very complex arrangements depending on the size and shape characteristics of bed material, local bed gradient and flow conditions. Thus particles moving over these beds may have relatively complex hydraulic behaviour compared with those on a relatively smooth bed with constant gradient. The present experiments were carried out on a relatively constant slope (30°) with no roughness. Although two settling and transport experiments were also carried out on rough beds, they cannot directly represent natural gravel bed roughnesses, since they were made up with uniform sized (7 mm and 14 mm) roughness elements. When the test particles were released onto inclined plates (either smooth or with roughened slopes) they tended to roll or slide continuously depending on particle shape, due to the constant and high gradient of slope. Spheres and rods generally tended to move in a smooth rolling motion, while transport for the blades and discs usually varied with an oscillatory sequence of

collapse-slide-lift-stall-collapse-slide with long axis transverse to the slope. As earlier studies (e.g. Hassan and Church, 1992) have demonstrated, the movement of coarse particles in a gravel bed is not continuous, but instead consists of a series of step and rest periods due to complex bed roughness elements, local flow condition and variation in channel gradient. The experimental set-up used here was to create a simple model to investigate particle shape effects. The gravity settling experiment in a static fluid on to an inclined planes cannot be seen as a direct surrogate for natural stream flow conditions where dynamic turbulence and shear and lift forces are operating in a complex multidimensional space. Under such conditions coarse bedload will be in contact with bed for most of time and would be continually colliding with other particles therefore the influence of settling and shape dependent transport would be greatly diminished.

Secondly, in terms of shape and size characteristics of test particles, it was clear there were some clear differences between the test particles used for the present experiments and natural particles moving in a natural river channel. Most of the test particles used (both artificial and natural) for the present experiments were geometrically 'ideal' shapes, whereas in a gravel-bed river, bed material (in most cases) will not include 'true' spheres, blades, rods and discs (which would plot in the extreme corners of the Zingg diagram). In other words, in a natural gravel bed river many of the spheres and rods are very blocky with rather lower roundness values, while blades and discs are rather thicker with high c/b axis ratios and tending towards equant diameters. Thus, as it was shown in the experiments carried out with irregular shaped natural particles, particles with irregular shapes (typical of a natural stream channel) probably do not have similar hydraulic behaviour to those demonstrated here with ideal shapes.

Finally, a major control on the settling behaviour is particle density. The experiments carried out with artificial test particles may not truly represent actual settling rates. This is because, as shown with natural particles, natural particles tend to settle much faster than the artificial particles due to their greater

density.

The implications for sediment transport are interesting. Lower transport velocities mean slower movement at the bed. Rolling is faster than sliding. However, slower settling velocities do not equate directly with lower transport rates as particles once entrained may remain in the upper flow profile for longer and as a consequence step length may be greater. Although the results of these experiments cannot be directly related to the actual stream channels, they may shed light into some problems encountered in sediment transport mechanisms in gravel bed rivers. One of the findings of the present study is that particle shape has an important influence on its hydraulic behaviour. Experiments have proved that settling and transport velocities are predominantly controlled by particle shape, orientation, size and to some extent density. Sphere- and rod-shaped particles tend to settle faster than the other shapes. It was also found that, apart from shape, the velocity of settling increases with size and density. Within the same size- and shape-ranges particles with greater density tend to settle much faster than those of with lower density.

In a gravel-bed river channel the majority of particles are irregular in shape rather than geometrically ideal shapes. The present study clearly showed that particles with irregular shape have very complicated hydraulic behaviour. In other words they do not settle or move in a way in which an ideal shaped particle of natural or artificial form behaves. However, although irregular shaped particles in a natural channel do not have similar hydraulic behaviour to those with ideal shape, their proximity to any ideal shape (either spherical or flat) indicates their type of hydraulic behaviour. In other words, a sphere-like particle tends to have a hydraulic motion similar to a well-formed sphere. Along with the high roundness degree, the more spherical the particles the faster it settles or rolls on a surface. Similarly, depending on its proximity to perfect flat-shaped particles, blade and disc-like particles tend to settle rather more slowly and move in a sliding mode.

The present study also showed that increased

irregularity of particle shape, such as blocky sphere and rod-like particles with low roundness, or disc and blade-like particles with greater c/b ratio, may diminish the influence of shape on hydraulic behaviour. In this case the effect of size becomes the dominant factor on particle transport phenomena. It was also found that the influence of particle shape on both settling and transport mode increases with increasing size.

The experiments here demonstrated that the degree of bed roughness and channel gradient has a significant influence on the initial motion of a particle and also its hydraulic behaviour. For a given size, shape and density, the entrainment of a particle sitting on a bed depends on the degree of bed roughness and also local channel bed gradient. In the light of the present experiments it is likely that, on a rougher river bed, the initial motion of all particle and also their movement will be retarded by the bed roughness elements. It has been shown that as the bed is roughened, particles begin to move at relatively greater friction angles.

Finally, the proportion of time a particle spends in settling or transport mode is critical in determining the transport rate. Size and shape are crucial in governing this. In the field natural particles will tend (dependent in size)

to spend a greater proportion of their transport history in "transport mode" rather than in "settling" or indeed "lift" modes. Therefore, differences in transport velocities are probably more important than settling velocities. Furthermore, in natural bedload transport, when multiple particles are in motion, the whole process is completed by inter-particle collisions and local near-bed turbulence (Schmeeckle, 1998). However, following the dispersion of particles in the channel, the shape and size selectivity (sorting) becomes important factors.

Assuming that bedload transport is a function of entrainment potential, efficiency of transport (in the fluid and in contact with the bed) the results presented here provide a physical basis for observed patterns of shape sorting observed in natural river channels (Figure 1).

ACKNOWLEDGEMENTS

This project has been jointly funded by a Turkish Government Scholarship (TD) and the University of Durham (JW). Technical assistance has been provided by the Department of Geography, University of Durham. Michelle Allan kindly assisted with the photographic work.

REFERENCES

- Abbott, J.E. & Francis, J.R.D. (1977) Saltation and suspension trajectories of solid grains in water streams. *Phil. Transaction Royal Society*, A284, 225-254.
- Alger, G. (1964) Terminal fall velocity of particles of irregular shapes as affected by surface area. Unpublished PhD thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 99p.
- Allen, J.R.L. (1969) The maximum slope angle attainable surfaces underlain by bulked equal spheroids with variable dimensional ordering. *Bulletin Geological Society of America*, 80, 1923-1930.
- Allen, J.R.L. (1985) *Principles of physical sedimentology*. Allen and Unwin, London.
- Baba, J. & Komar, P.D. (1981a), Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 631-640.
- Baba, J. & Komar, P.D. (1981b) Settling velocities of irregular grains at low Reynolds numbers. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 121-128.
- Buffington, J.M., Dietrich, W.E. & Kirchner, J.W., (1992) Friction angle measurements on a naturally formed gravel streambed: implications for critical boundary shear stress. *Water Resources Research*, 28,411-425.
- Carrigy, M.A. (1970) Experiments on the angles of repose of granular materials. *Sedimentology*, 14, 147-158.
- Corey, A.T. (1949) *Influence of shape on the fall velocity of sand grains*. Unpublished MS Thesis, A&M College, Colorado.
- Cui, B., Komar, P.D. & Baba, J. (1983) Settling velocities of natural sand grains in air. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1205-1211.
- Dietrich, W.E. (1982) Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*, 18, 1615-1626.
- Drake, L.D. (1972) Mechanisms of clast attrition in basal till. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2159-2165.
- Garnett, P.W. (1966) Particle roundness and surface texture effects on fall velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 255-259.

- Goossens, D. (1987) Interference phenomena between particle flattening and particle rounding in free vertical sedimentation processes. *Sedimentology*, 34, 155-167.
- Goldbery, R. & Richardson, D. (1989) The influence of bulk shape factors on settling velocities of natural sand-sized sedimentary suites. *Sedimentology*, 36, 125-136.
- Graft, W.H. (1971) *Hydraulics of sediment transport*. Mc Graw-Hill, New York 513pp.
- Hallermieier, R.J. (1981) Terminal settling velocity of commonly occurring sand grains. *Sedimentology*, 28, 859-865.
- Hassan, M. & Church, M. (1992) *The movement of individual grains on the streambed*. in, Dynamics of Gravel-bed Rivers. Dynamics of Gravel-bed Rivers, Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R. & Tacconi, P. (eds), Wiley, Chicester, pp. 159-173.
- Hottovy, J.D. & Sylvester, N.D. (1979) Drag coefficient for irregularly shaped particles. *Ind. Engng Chem. Processes Des. Dev.* 18, 433-436.
- Komar, P.D. & Reimers, C.E. (1978) Grain shape effects on settling rates. *Journal of Geology*, 86, 193-205.
- Komar, P.D. & Li, Z. (1988) Applications of grain pivoting and sliding analysis to selective entrainment of gravel and to flow-competence evaluations. *Sedimentology*, 35, 681-695.
- Lane, E.W. (1938) Notes on the formation of sand. *Transaction American Geophysics Union*. 18, 505-508.
- Li, M.Z. & Komar, P.D. (1986) Laboratory measurements of pivoting angles for applications to selective entrainment of gravel in a current. *Sedimentology*, 33, 413-423.
- Li, M.Z. & Komar, P.D. (1992a) Longshore grain sorting and beach placer formation adjacent to the Colombia River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 429-441.
- Li, M.Z. & Komar, P.D. (1992b) Selective entrainment and transport of mixed size and density sands: flume experiments simulating the formation of the black sand placers. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 584-590.
- McNown, J.S. & Malaika, J. (1950) Effect of particle shape on settling velocity at low Reynolds numbers. *Transaction American Geophysics Union*. 31, 74-82.
- Middleton, G.V. & Southard, J.B. (1978) *Mechanics of sediment transport*. Lecture notes for short course No. 3. McMaster University, Binghamton, New York, 120pp.
- Pye, K. (1994a) *Properties of sediment particles in: Sediment transport and depositional processes*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, pp.1-24.
- Pye, K. (1994b) Shape sorting during wind transport of quartz silt grains-discussion. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 704-705.
- Romanovskij, V.V. (1966) A study of the fall velocity of coarse sediment. *Soviet Hydrology* 5, 47-62.
- Stringham, G.E. & Guy, H.P. (1969) The behaviour of large particles falling in quiescent liquids. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 562-C, 36.
- Schmeeckle, M.W. (1998) Mechanics of bedload sediment transport. PhD thesis, University of Colorado, 181pp
- Schmeeckle, M.W., Nelson, J.M., Pitlick, J., Bennett J.P. (2001) Interparticle collision of natural sediment grains in water. *Water Resources Research*, 37, No. 9, 2377-2391.
- Wadell, H. (1934) Some new sedimentation formulas. *Physics*, 5, 281-291.
- Warburton, J. & T. Demir. (2000) Influence of bed material shape on sediment transport in gravel-bed rivers: A field experiment", *Tracers in Geomorphology*, ed. I.D.L. Foster, Vol. 21, 401-410, Wiley, London.
- Wilde, R.H. (1952) Effect of shape on the fall velocity of grain-sized particles. MSc thesis, Colorado, 86pp.
- Willmarth, W.W., Hawk, N.E., & Harvey, R.L. (1964) Steady and unsteady motions and wakes of freely falling discs. *Physical Fluids*, 7, 197-208.
- Wilson, L. & Huang, T.C. (1979) The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 311-324.
- Willets, B.B. & Rice, A. (1983) Practical representation of characteristic grain shape of sand: a comparison of methods. *Sedimentology*, 30, 557-565.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238




Araştırma Makalesi / Research Article

RUSLE (3D) MODELİ KULLANILARAK TOPRAK EROZYONU TAHMİNİ: HAVRAN ÇAYI ÖRNEĞİ

Assesment of soil erosion by RUSLE (3D) model: A case study of Havran basin

Yunus Emre MUTLU ^a & Abdullah SOYKAN ^b

^a Balıkesir Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Balıkesir - Türkiye
e.mutlu1990@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0003-0421-4535> (sorumlu yazar / corresponding author)

^b Balıkesir Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Balıkesir - Türkiye
soykana@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0002-1031-4121>

Makale Tarihi

Geliş 09 Nisan 2018
 Düzenleme 02 Temmuz 2018
 Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 09 April 2018
 Received in revised form 02 July 2018
 Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Havran Çayı, Toprak, Erozyon, RUSLE, CBS.

Keywords

Havran Creek, Soil, Erosion, RUSLE, GIS

Atıf Bilgisi / Citation Info

Mutlu, Y.E. & Soykan, A. (2018). Rusle (3D) modeli kullanılarak toprak erozyonu tahmini: Havran çayı örneği, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 2018 (1): 50-66

ÖZET

İncelemeye konu olan Havran Çayı Havzası, Türkiye'nin kuzeybatısında, Ege Bölgesi'nin Asıl Ege Bölümü'nün kuzeyinde yer almakta olup 537 km² yüzölçümüne sahiptir. Bu çalışmada Havran Çayı Havzası'nda erozyon duyarlılık ve dağılışının belirlenmesi, ayrıca yıllık ortalama toprak kaybı miktarının tespit edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaca ulaşmak için CBS tabanlı bir yöntem olan Düzenlenmiş Evrensel Toprak Kaybı Denklemi (RUSLE) tercih edilmiştir. Bu yöntem çerçevesinde havzanın topografya, jeoloji, toprak, yağış, arazi kullanımı gibi parametreleri değerlendirilmiştir. Çalışmada altlık olarak 1/25.000 ölçeğinde topoğrafya paftaları kullanılmıştır. Bu harita paftaları UTM - ED50 formatında koordinatlandırılmış ve bilgisayar ortamında altlık veriler üretilmiştir. Bu veriler kullanılarak toprak erozyonunu belirlemeye yönelik analizler yapılmıştır. Böylece erozyon duyarlılık sınıfları ve yıllık toprak kaybı miktarı elde edilmiştir. Sonuç olarak havzada hafif, orta, güçlü, şiddetli ve çok şiddetli olmak üzere beş farklı erozyon duyarlılık sınıfı belirlenmiştir. Sahanın % 27'sinin yıllık toprak kaybının 10 - 50 ton/ha/yıl arasında olduğu orta şiddetli erozyon tehditi altında olduğu belirlenmiştir. İnceleme alanında eğim değerlerinin yüksek, bitki örtüsünün seyrek, toprağın kolay taşınabilir olduğu, dar ve derin vadilerin yer aldığı kesimler erozyon duyarlılığının fazla olduğu alanlara karşılık gelmektedir. Buna karşılık erozyon duyarlılığının daha düşük olduğu alanlar bitki örtüsünün sık olduğu ormanlık sahalar ile ova tabanlarına karşılık gelmektedir. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, erozyonun insan ve faaliyetleri üzerindeki olumsuz etkilerini azaltma amacıyla kullanılabilir veriler içermektedir.

ABSTRACT

The topic of this research, Havran Creek Basin, which has a surface area of 537 km² is situated at the northwest of Turkey, at the north of the coastal part of the Aegean Region. This study aimed to identify erosion risk and distribution in Havran Creek Basin in addition to determining annual average soil loss. GIS based Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) model was used for the purposes of this study. Various basin parameters such as topography, geology, soil, precipitation and land use were assessed in the framework of this method. Topography sheets at 1/25.000 scale were used as the base. These map sheets were coordinated in UTM-ED50 format and bases were generated in digital environment. RUSLE equation was applied by using Raster Calculator which is included in Data Management Tools of the ArcMap software. As a result of these analysis, erosion risk categories of the study area and the amount of annual soil loss were obtained. Five separate erosion risk categories (low, moderate, high, severe and very severe) were identified based on these analyses. 27 % of the study area was found to be under moderate erosion risk with 10 - 50 ton/ha/year annual soil loss while 24 % and 7 % of the study areas were under low and high erosion risk respectively. The areas with high gradients, sparse vegetation, easily erodible

soil and narrow and deep valleys were found to correspond to the areas under high erosion risk. On the other hand, the areas under low erosion risk were observed to be areas including forests with dense vegetation and valley floors. The current study presents the areas with high and low erosion risks as well as the reasons underlying the findings. Accurate assessment of the results obtained in this study will reduce the negative impact caused by erosion on human activities.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tm hakları saklıdır. All rights reserved.

GİRİŐ

Toprak, insan ve bitkilerin yaşamında önemli bir yer tutan doğal kaynak değerlerinden bir tanesidir. Toprak erozyonu ise bu doğal kaynak değerinin yok olmasına neden bir problemdir. Erozyon, oluşumu binlerce yıl süren, dünya kara yüzeyinin en üst kısmını oluşturan toprak tabakasının dış etken ve süreçler sonucunda oluştuğu yerden başka bir yere taşınmasını ifade eden doğal bir olaydır (Cürebal & Ekinci, 2006; Atalay, 2011; Erkal & Taş, 2013). Genel olarak iki farklı erozyon türü üzerinde durulmaktadır. Bunlar; doğal (jeolojik) erozyon ve hızlandırılmış erozyondur (Çepel, 1997; Kızılelma & Karabulut, 2014; Pektezeli, 2015). Doğal süreçler sonucunda bir yerden başka bir yere taşınan topraklar temelde olumlu bir etkiye sahiptir. Bugün dünyanın en verimli tarım alanlarından olan delta ovalarının oluşumu bu sürece dayanmaktadır. İnsanlar için asıl tehlikeli olan ise yine insan faaliyetlerine bağlı olarak meydana gelen hızlandırılmış erozyondur. Bu süreç sonucunda ciddi can ve mal kayıpları yaşanmaktadır.

Erozyonun meydana gelmesi için ise birçok faktör rol oynamaktadır. Litoloji, iklim, topografya (yükselti, bakı, eğim) ve bitki örtüsü özellikleri gibi doğal faktörler ile temelde insanın yanlış arazi kullanımına dayanan beşeri faktörler bir sahada erozyona neden olan, erozyonun Şiddetini ve boyutunu belirleyen faktörlerdir (Cürebal & Ekinci, 2006).

Gl ve barajların dolması, tarım alanlarının azalmasına bağlı olarak dünya nüfusunu beslemek için birim alandan daha fazla verime ihtiyaç duyulması ve bunun sonucunda tarımda kullanılan çeşitli kimyasalların insan sağlığını tehdit etmesi günümüzde erozyona bağlı olarak meydana gelen toprak kayıplarının sonuçlarıdır (Gaubı vd., 2017). Bu sorunlara bağlı olarak dünyada özellikle son elli yıl içerisinde toprak erozyonu ile ilgili yeni

yaklaşımlar ve yöntemler geliştirilmiştir. Bu çalışmaların temel amacı erozyonun Şiddetini ve boyutunu doğru olarak belirleyerek, karar vericilerin sürdürülebilirlik açısından doğru politikaları izlemesine yardımcı olmaktır (Wischmeier & Smith, 1978; Renard vd., 1991; Lane vd., 1992; Renard vd., 1997; Zhu & Huang, 2006; Gaubı vd., 2017; Nearing vd., 2017). Bu kapsamda, Universal Soil Loss Equation (USLE), Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), Revised Universal Soil Loss Equation 2 (RUSLE 2), Coordination of Information on the Environment (CORINE), Water Erosion Prediction Project Erosion Model (WEPP), General Directorate for the Conservation of the Nature (DGCONA), Simulated of Water Erosion (SIMWE) dünyada erozyon çalışmalarında kullanılan belli başlı yöntemlerdir.

Dünyada medeniyetin doğduğu, toprağın binlerce yıldır işlendiği ve buna bağlı olarak bitki örtüsünün çoğu yerde tahrip edildiği Akdeniz ve çevresinde erozyon günümüzde önemli bir problem teşkil etmektedir. Bu nedenle özellikle dünyanın bu kesiminde erozyon riskini azaltmak, toprağın sürdürülebilir kullanımı açısından oldukça önemlidir. Bu kapsamda Akdeniz ve çevresinde erozyon ile ilgili birçok çalışma bulunmaktadır (Çepel vd., 2000; Ekinci, 2005; Ekinci & Ekinci, 2006; Cürebal & Ekinci, 2006; Efe vd., 2008; Karabulut & Küçükönder 2008; Gülşen, 2014; Kızılelma & Karabulut, 2014; zdemir & Dönmez 2016; Tüfekçioğlu & Yavuz 2016; Fııcı, 2016; İmamoğlu & Dengiz, 2017; Gaubı vd., 2017).

Bu çalışmaya konu olan saha Türkiye'nin kuzeybatısında, Kazdağları ile Madra dağlık kütleleri arasında yer alan Havran ayı Havzası'dır. İnceleme alanı; madencilik, yol yapım çalışmaları, bitki örtüsünün tahribi gibi antropojenik etkilere bağlı olarak sürekli işlenen bir sahadır. Bununla birlikte erozyonun

etkisinin ve şiddetini arttıracak litolojik özellikler ve yağış değerlerine sahiptir. Bu problemlere bağlı olarak bu çalışma, inceleme alanında erozyona neden olan faktörler, mevcut erozyon durumunun hesaplanması, haritalanması ve var olan problemlere çözüm önerileri getirilmesini amaçlamaktadır. Bu amaçla inceleme alanında erozyon değerlerinin hesaplanması için yukarıda bahsedilen yöntemlerden olan RUSLE yöntemi kullanılmıştır. Türkiye’de Orman ve Su İşleri

İnceleme Sahasının Konumu ve Genel Özellikleri

İncelemeye konu olan saha, 1941 yılında gerçekleştirilen Birinci Coğrafya Kongresi’nde belirlenen sınırlara göre Ege Bölgesi ve Asil Ege Bölümü içerisinde yer almaktadır. Çalışma sahası batıda Edremit Körfezi, kuzeybatıda Edremit ilçesi, kuzeyde Çanakale’ye bağlı Kalkım ilçesi, doğu ve güneydoğuda İvrindi ilçesi, güneyde ise Madra Dağı ile sınırlandırılmaktadır. Doğu – batı doğrultusunda uzanan sahanın yüzölçümü 537 km²’dir. Kabaca 39° 26’ 30" - 39° 42’ 30" Kuzey enlemleri ile 26° 56’ 30" - 27° 21’ Doğu boylamları arasında yer almaktadır (şekil 1).

İnceleme alanını oluşturan saha jeolojik birimler açısından çeşitlilik arz etmektedir. Sahada Paleozoik öncesi dönemleri de kapsayacak şekilde en eski jeolojik devirler ile mevcut jeolojik devir Kuaterner’i temsil eden birimlere rastlamak mümkündür. Sahadaki hâkim jeolojik birimi Oligosen – Miosen yaşlı volkanik kökenli andezitler oluşturmaktadır. Bununla birlikte farklı jeolojik devirlere ait şist, mermer ve kireçtaşı gibi aşınımaya karşı dirençli birimlerin yanında aşınımaya karşı dirençsiz olan kumtaşı, çakıltaşı, çamurtaşı ve alüvyal gibi birimler de mevcuttur (Bilgin, 1969; Bingöl, 1976).

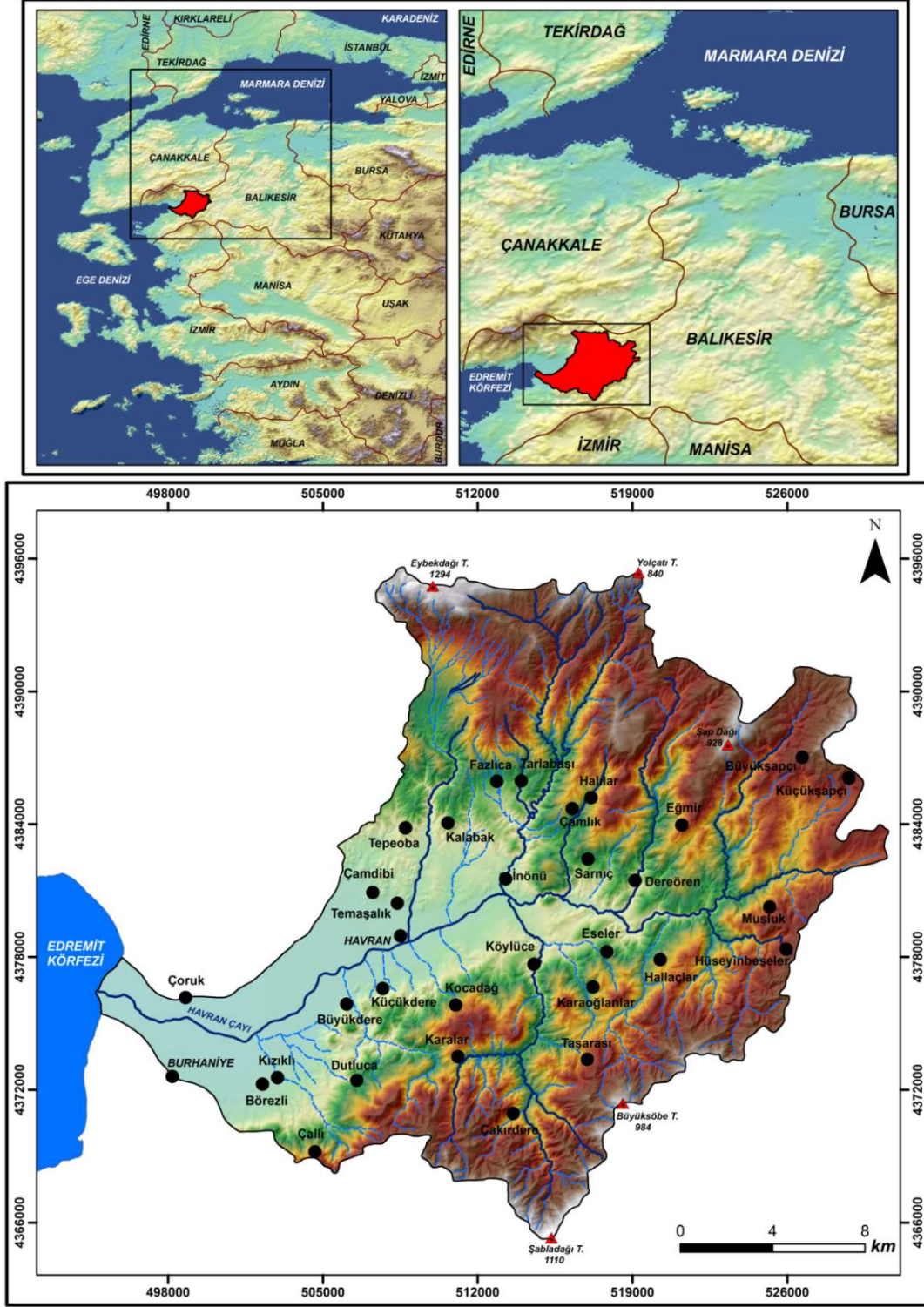
İnceleme sahası, günümüzdeki jeomorfolojik görünümünü Türkiye’nin jeomorfolojik evrimine paralel olarak üçüncü jeolojik zamanda kazanmıştır (Bilgin, 1969). Mezozoik döneminin sonlarına doğru litolojik yapı itibariyle Türkiye’nin en yaşlı kütlelerinden Menderes masifinin kuzeyde yer alan Kazdağ masifinin altına dalmaya başlaması, sahanın bugünkü yüksekliğini kazanmasının ana nedenini oluşturmaktadır (Bingöl, 1976).

Bakanlığı erozyonla mücadele kapsamında havza bazlı çalışmalarda ağırlıklı olarak bu yöntemi uygulamaktadır (Orman ve Su İşleri Genel Müdürlüğü, 2013). Bununla birlikte dünyada birçok ölkede RUSLE yöntemini kullanmaktadır. Veri setinin çok fazla olması, birçok faktörün aynı anda bilgisayar teknolojileri (CBS) yardımı ile değerlendirilmesi ve karmaşık bir yapıya sahip olmaması bu yöntemin tüm dünyada kabul görmesini ve bu çalışmada da kullanılmasını sağlamıştır.

Oligosen döneminde yaşanan tektonik faaliyetler ile Kuaterner’deki deniz seviyesine bağlı değişimler sahanın jeomorfolojik evrimin son dönemlerini oluşturmaktadır (Bilgin, 1969; Erol vd., 1981). Menderes masifinin kuzeye doğru hareketinin devam etmesi ve tektonik aktiviteler sonucu saha yükselmeyi sürdürmüş, şiddetli baskıya karşı litolojik olarak dirençsiz olan kesimler gelişen fay hatları boyunca çökmüştür (Bilgin, 1969; Bingöl, 1976). Sahanın genel jeomorfolojik görünümü; dağlık alanlar, yüksek plato sahaları, dar ve derin vadiler ile ovalar şekindedir. Dağlık alanlar, yüksek plato sahaları, dar ve derin vadiler aşınım sahalarına karşılık gelirken, ovalar aşınan malzemelerin toplandığı birikim sahalarına karşılık gelmektedir. Dağlık alanlar genel olarak sahanın kuzey ve güney kesimlerinde yer almaktadır. Kuzeyde Kazdağ dağlık kütesinin doğu sınırını oluşturan ve aynı zamanda çalışma sahasının en yüksek noktasını oluşturan Eybekdağı T. (1294 m) yer alırken, güneyde Madra dağlık kütesi içerisinde bulunan şabladağı T (1110 m) yer almaktadır. Dağlık alanların alt kademelerinde maksimum 800 m seviyelerinde, tektonik aktiviteler sonucu gelişen ve aynı zamanda aşınım yüzeylerine karşılık gelen yüksek plato sahaları bulunmaktadır (Erol vd., 1981). Sahanın tektonik aktiviteler sonucu yükselmesi, akarsuların vadiler içerisinde derine gömülmelerine neden olmuştur. Bu nedenle dar ve derin vadiler sahanın jeomorfolojik görünümüne egemen durumdadır. Edremit – Havran Ovası alışma sahasının en alçak kesimlerini oluşturmaktadır. Havran ayı’nın drene ettiği ova, kuzey ve güneydeki yüksek sahalardan gelen

materyallerin taşındığı birikim sahasına karşılık

gelmektedir.



Şekil 1: İnceleme Sahasının Lokasyonu

Akdeniz iklim tipi içerisinde yer alan inceleme sahasında yazlar sıcak ve kurak, kışlar ise serin ve yağışlı geçmektedir. İnceleme alanındaki Edremit, Havran ve Burhaniye meteoroloji istasyonlarının verilerine göre; yağışların maksimum seviyede olduğu aylar Kasım, Aralık ve Ocak aylarıdır. Havzanın yüksek alanlarını

oluşturan kuzey ve güney kesimlere 1200 mm'nin üzerinde yağış düşerken, nispeten daha alçak alanlara karşılık gelen kesimlere 550 – 600 mm arası yağış düşmektedir. Ortalama en yüksek sıcaklıklar 27 °C ile Temmuz ve Ağustos aylarında görölürken, ortalama en düşük sıcaklıklar 7 °C ile Ocak ve Őubat aylarında

görülmektedir (Anonim, 2018).

İnceleme alanı Akdeniz fitocoğrafya bölgesi içerisinde yer almaktadır. Sahada kabaca 500 m seviyelerine kadar kızılçam (*Pinus brutia*), 500 m'nin üzerindeki alanlarda ise karaçamlar (*Pinus nigra*) yaygındır. Bununla birlikte havzada derin bir şekilde yarılan vadilerin kuzeye bakan yamaçlarında Karadeniz'e has nemcil türler de yayılış göstermektedir. Kestane (*Castena Sativa*), Kızılağaç (*Alnus glutinosa*), Söğüt (*Salix fragilis*) ve Sarı Çiçekli Ormangülü'nü (*Rhododendron Flavum*) sahada yayılış gösteren belli başlı nemcil türleri oluşturmaktadır (Sönmez, 1996).

Çalışma sahasının hakim toprak tiplerini, oluşum aşamasındaki topraklar entisoller (alüvyal topraklar) ile genç topraklar inceptisoller (intrazonal topraklar) oluşturmaktadır. Ana kaya ve iklim özelliklerine göre oluşan topraklar alfisoller (kırmızı Akdeniz – Terra Rosa toprakları) ile mollisoller (kireçsiz kahverengi orman toprakları) sahada yayılış gösteren diğer toprak tiplerini oluşturmaktadır.

Havran Çayı, inceleme sahasını drene eden ve aynı zamanda Edremit Körfezi'ne dökülen en büyük akarsuyunu oluşturmaktadır. Havran Barajı'ndan Edremit Körfezi'ne kadar kabaca 23 km uzunluğa sahip olan akarsu, baraja kadar Gelin Deresi, barajdan sonra ise Havran Çayı adını almaktadır. Genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu uzanış gösteren kollar kuzey ve güneyden olmak üzere Havran Çayı'na katılmaktadırlar. Belli başlı önemli kollar;

Çakırdere, Koca Dere, Değirmen Dere, Küçükçay Dere ve Taşca Dere'dir. Sahada 2007 yılında sulama ve taşkın kontrolü amacıyla inşaatı tamamlanıp su tutmaya başlayan Havran Barajı da yer almaktadır.

Çalışma sahasında 2 ilçe merkezi (Havran – Burhaniye) ve 30 mahallede toplam 52684 kişi yaşamaktadır. Tarım ve hayvancılık sahadaki ana ekonomik faaliyeti oluştururken, ağırlıklı olarak zeytin ve zeytinyağına dayanan sanayi faaliyetleri ikinci sırada gelmektedir (Anonim, 2017).

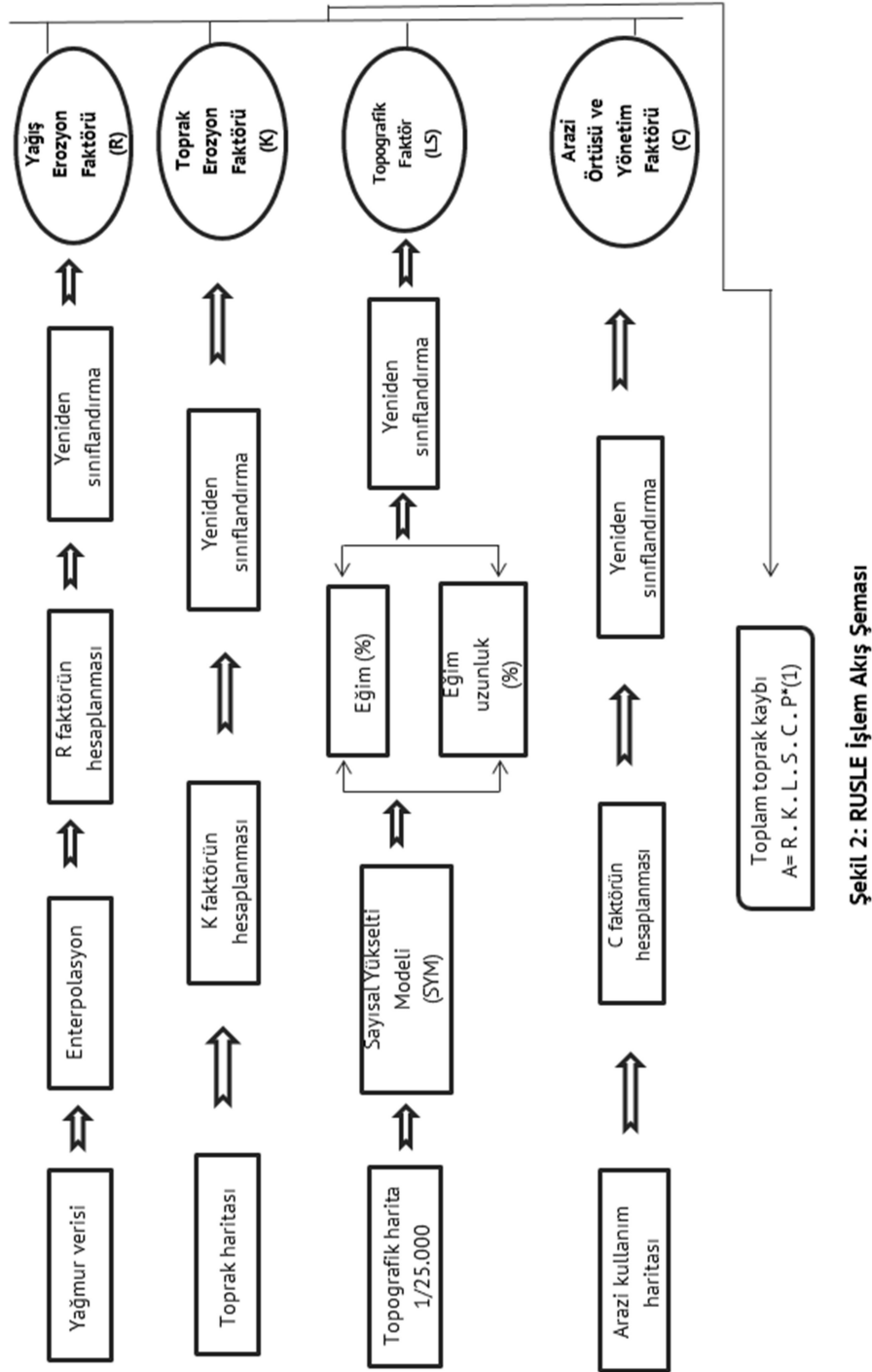
VERİ ve YÖNTEM

Erozyon çalışmalarında doğru sonuçlara ulaşmak için kullanılan veri setlerinin doğru ve güvenilir olması oldukça önemlidir. Bu çalışmada çeşitli kurum ve kuruluşlardan gerekli olan veriler temin edilmiştir. Verilerin tamamı UTM projeksiyon sistemi ED 50 Zone 35 datumuna dönüştürülmüştür. Elde edilen bu ham veriler CBS ortamında analizlere uygun hale getirilmiştir.

Bu kapsamda yöntemin uygulanması için gerekli olan temel veriler; 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları Harita Genel Komutanlığı, aynı ölçekli jeoloji paftaları Maden Tetkik Arama, 1/25.000 ölçekli toprak haritaları Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. İklim verileri Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, arazi kullanım verileri ise Çevre ve Şehircilik Bakanlığı'ndan temin edilmiştir (Tablo 1).

Tablo 1: Çalışmada kullanılan veri ve kaynakları.

Veri	Kaynak
İklim	Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
Toprak	Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'nce hazırlanan 1/25.000'lik Jeoloji Paftaları
Sayısal Yükselti Modeli (SYM)	Harita Genel Komutanlığının hazırladığı 1/25.000'lik Topografya Paftaları
Arazi Kullanım	Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, 1/100.000'lik Balıkesir Çevre Düzeni Planı (2015)



Şekil 2: RUSLE İşlem Akış Şeması

Revize Edilmiş Universal Toprak Kayıpları Eşitliği (RUSLE)

İnceleme sahasında erozyona duyarlı alanların belirlenmesi ve sınıflandırılması için ABD Tarım Bakanlığı Toprak Bölümünün katkılarıyla geliştirilen "Düzenlenmiş Evrensel Toprak Kaybı Denklemi" (RUSLE) kullanılmıştır. RUSLE denkleminin kullanılmasının nedeni bir önceki yöntem olan "Evrensel Toprak Kaybı Denklemi" (USLE)'ne göre gelişmiş bir yöntem olmasıdır.

RUSLE yönteminin daha gelişmiş olmasının nedeni, veri setinin çok fazla olması ve uygulama alanının geniş olmasıdır. Buna bağlı olarak daha doğru sonuçlar vermektedir. Bu yöntem beş parametreden oluşmaktadır. Bunlar; yağış faktörü, toprak faktörü, eğim derecesi ve uzunluğu faktörü, arazi örtüsü faktörü ve toprak koruma faktörleridir kullanılmıştır (Wischmeier & Smith, 1978;

Renard vd., 1991; Lane vd., 1992; Renard vd., 1997; Nearing vd., 2017).

Formül aşağıdaki gibidir:

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad 1$$

Formülde;

A: Yıllık Ortalama Toprak Kaybı (ton/ha/yıl)

R: Yağış Erozyon Faktörü

K: Toprak Erozyon Faktörü

LS: Yamaç Uzunluk ve Eğim Faktörü

C: Zemin Örtüsü Faktörü

P: Erozyon Önleyici Faktörler

Erozyon çalışmalarında doğru sonuca ulaşmak için birçok parametre birlikte değerlendirilmektedir. Bu çalışmada kullanılan yöntemde R faktörü iklimin erozyon üzerindeki etkisini, K faktörü toprağın erozyon üzerindeki ifade etmektedir. LS faktörü topoğrafik özellikler ve eğimin erozyona etkisini ifade ederken, C faktörü arazi örtüsünün kapalılık durumu ile erozyon arasındaki ilişkiyi; P faktörü ise toprak koruma çalışmalarıyla erozyon arasındaki durumu temsil etmektedir (Şekil 2). Birçok parametrenin birlikte değerlendirilmesi nedeniyle bu yöntem erozyon çalışmalarında Türkiye’de ve dünyada sıklıkla kullanılmakta ve hala geçerliliğini korumaktadır.

Yağış Erozyon (R) Faktörü

İklim elemanlarından yağış, toprak erozyonu üzerinde önemli etkilere sahiptir. Yağışın miktarı, süresi ve şiddeti ile yağmur damlalarının büyüklüğü, yere düşme açısı ve darbe etkisi erozyon üzerinde etkilidir (Pektezel, 2015). Yağışın aşındırıcı etkisine maruz kalan yüzeydeki malzeme, suyun eğim yönündeki hareketine ve taşıma gücüne bağlı olarak hareket etmektedir (Cürebal & Ekinci, 2006). RUSLE yönteminde (Wischmeier & Smith, 1978)’in, uzun yıllara ait veri setleri ve birçok farklı noktada uyguladıkları, yağışların kinetik enerjileri ile 30 dakikalık maksimum yoğunlukları çarpımı ile elde edilen E.I (Erozyon İndeksi) değeri yağışın neden olduğu toprak kaybının hesaplanmasında önemli bir yer tutmaktadır (Cürebal & Ekinci, 2006; Efe vd., 2008; Nearing vd., 2017).

Bu çalışmada E. I değerini bulmak için

geliştirilen formüllerden bir tanesi olan, (Arnoldous, 1980)’un Modified Fournier Index (MFI) formülü kullanılmıştır. Formül;

$$MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{p_i^2}{p} \quad 2$$

Pi: aylık yağışlar (mm)

P: yıllık yağışların ortalaması (mm) olarak ifade edilir.

Yağış Eroziyon Faktörü ise;

R = (4.17 MFI) - 152 formülü ile bulunabilmektedir.

Toprak Direnç (K) Faktörü

Erozyon, temelde bir yerden başka bir yere taşınmayı ifade etmektedir. Farklı etmenlere bağlı olarak oluşan erozyon sonucunda taşınan malzeme genellikle toprak olmaktadır. Bu nedenle toprağın erozyona karşı direncinin belirlenmesi bu tip çalışmalarda çok önemli bir yer tutmaktadır. Toprağın tekstürü ve strüktürü, profili, tanelerin boyutu, su tutma kapasitesi ve geçirgenliği gibi faktörler erozyonu etkileyen başlıca toprak özellikleridir (Renard vd., 1997; Mater, 1998; Millward & Mersey, 1999; Ekinci, 2005; Cürebal & Ekinci, 2006; Efe vd., 2008; Atalay, 2011). Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü’nden temin edilen 1/25.000 ölçekli toprak haritaları yeniden düzenlenerek, sahadaki toprak tipleri belirlenmiştir. Bu çalışmada K faktöründe kullanılan değerler Literatürdeki çalışmalar dikkate alınarak verilmiştir.

Eğim Uzunluk ve Eğim Diklik (LS) Faktörü

Eğim, bir sahada erozyonu etkileyen önemli topoğrafya faktörlerinden bir tanesidir. Toprağın bir yerden başka bir yere taşınmasını, erozyona neden olan suyun hızını ve akışını eğim şartları belirlemektedir. Eğim ile erozyon arasında doğru orantılı bir ilişki vardır. Eğim değerleri arttıkça taşınma da artarken, değerler düştükçe taşınma da azalmaktadır (Ekinci, 2005; Hoşgören, 2004). Bu nedenle erozyon çalışmalarında eğim değerlerinin doğru şekilde belirlenmesi oldukça önemlidir.

RUSLE yönteminde eğim ve eğim uzunluğunu (LS faktörünü) hesaplamak için birçok formül (Millward & Mersey, 1999; Cürebal & Ekinci,

2006; Efe vd., 2008; Pandey vd., 2009; Gaubi vd., 2017; Zeng vd., 2017) kullanılmaktadır. Bu alışmada (Moore & Burch, 1986) ve (Mitasova vd., 1996) tarafından geliştirilen formül kullanılmıştır. Formül;

$Pow((flowacc)^{0,6} * Pow(Sin((slope) * 0,01745 / 0,09, 1, 3)))^{22,1}$ özünürlülük/22,1, 0,6)*Pow(Sin((slope)*0,01745/0,09,1,3)) şeklindedir.

Zemin Örtüsü (C) Faktörü

Zemin örtüsü özellikleri, eğim ile birlikte erozyona neden olan faktörler içerisinde en önemlilerinden bir tanesini oluşturmaktadır. Özellikle yağış ve yağmur damlalarının darbe etkisi arasındaki ilişkiyi belirlemesi açısından önemlidir (Ekinci & Ekinci, 2006). Sağanak karakterli bir yağışın akarsu yatağını aştığı yerlerde tüm yüzeyi kaplayacak şekilde akması, yağmur damlasının darbe etkisinin yüksek olması nedeniyle toprak ayrıştırmasını hızlandırması erozyon riskini arttırmaktadır (Hoşgören, 2004; Ekinci, 2005). Yağışın bu olumsuz etkisini zemin üzerinde yer alan bitki örtüsü azaltmaktadır. Bitki örtüsünün yoğun

olduğu yerlerde yağın yağmur suyunun büyük bir kısmı ağaçların dal ve yaprakları tarafından tutulduğu için yüzeysel akışa geçemezler. İntersepsiyon adı verilen bu olayın doğal olarak erozyon üzerinde olumsuz bir etkisi görülmektedir (Hoşgören, 2004). Bu nedenle bitki örtüsünün kapalılığı ile erozyon arasında ters bir orantı vardır. Bitki kapalılığı yüksek ise erozyon az, kapalılık az ise erozyon daha şiddetli olmaktadır.

Erozyon Önleyici (P) Faktörler

RUSLE yönteminde P faktörü erozyonu azaltmak amacıyla kullanılan teknikleri ifade etmektedir (Lane vd., 1992; Renard vd., 1997). Bitki örtüsünün yoğunluğunu arttırma, dik yamaçlarda teraslama, suni kanallar kullanılan tekniklerden bazılarıdır (Cürebal & Ekinci, 2006; Özşahin, 2014; Efe vd., 2008; Gaubi vd., 2017; Millward & Mersey, 1999). P faktörü 0 ile 1 değerleri arasında değerlendirilmektedir. Erozyon riskinin olmadığı alanlar için 0, riskin yüksek olduğu alanlar ise 1 değeri ile ifade edilmektedir (Zeng vd., 2017).

BULGULAR

Düzenlenmiş Evrensel Toprak Kaybı Denklemi (RUSLE) Faktörleri

Yağış Erozyon (R) Faktörü

Bu alışmada R faktörünün hesaplanması için Edremit (56 yıl), Burhaniye (42 yıl) ve Havran (6 yıl) meteoroloji istasyonlarına ait yağış verileri kullanılmıştır. Bu hesaplama yönteminde sadece istasyonun bulunduğu nokta hesaplanmaktadır. İnceleme sahasında deniz seviyesinden 1294 m'ye varan yükselti nedeniyle düşen yağışın miktarı ve dağılışı aynı olmayacağı için Schreiber tarafından önerilen yağışın her 100 m'de 54 mm artması temeline dayanan formülü kullanılmıştır (Ardeł, et al., 1969). Formül;

$$Ph = Po + 4,5xh \quad 3$$

Ph: ortalama yağış miktarı (mm)

Po: verileri bilinen noktanın ortalama aylık yağış miktarı (mm) şeklinde ifade edilmektedir.

Bu hesaplamalara göre 120 m'ye kadar olan saha için;

$$MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{pi^2}{p} \quad 4$$

$$= 89,2^2 + 75,2^2 + 56^2 + 49,1^2 + / 661,5; MFI=75,76,$$

Yağış Eroziyon Faktörü ise = (4.17. 75,76) – 152 ⇨ 163,91 olarak bulunur (Tablo 2; şekil 3).

Toprak Direnç (K) Faktörü

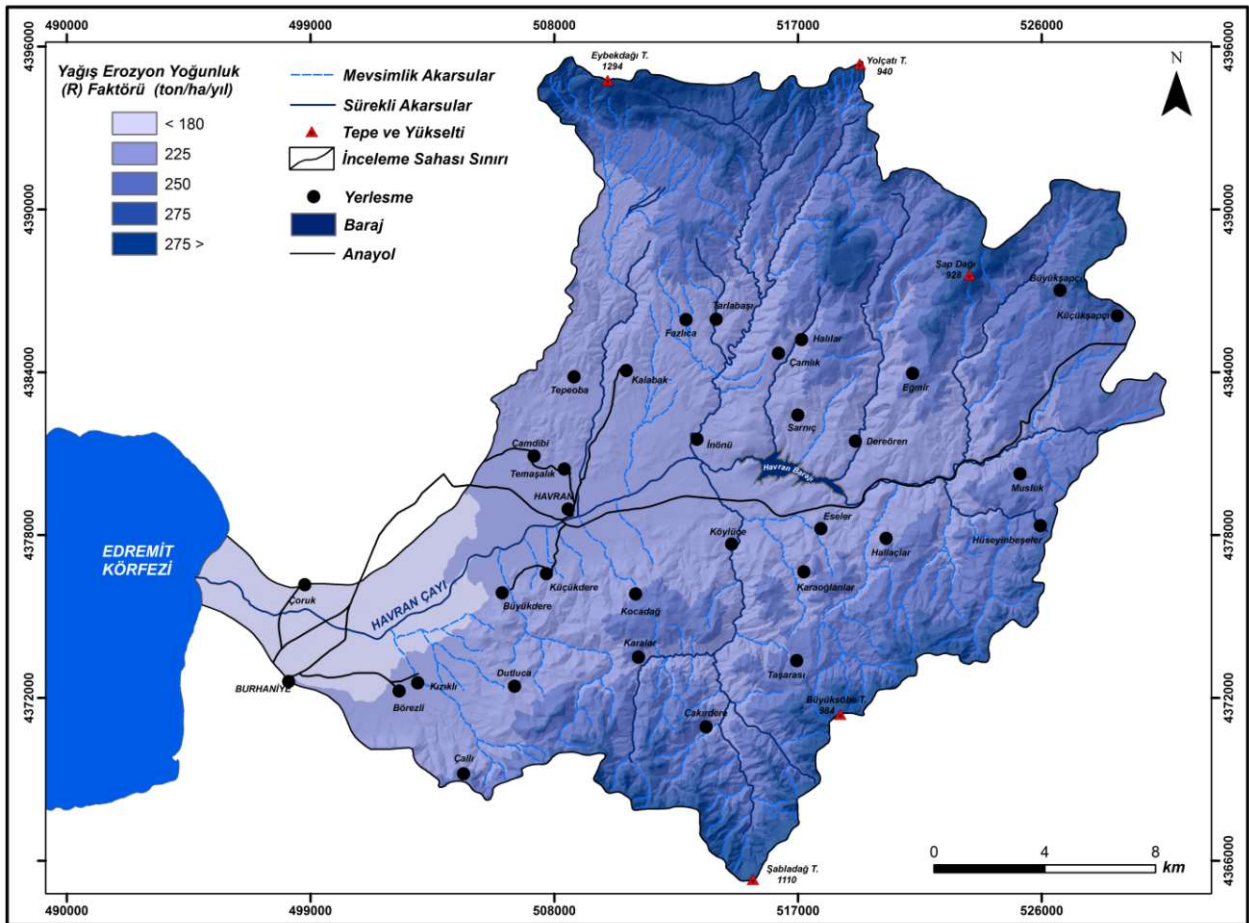
İnceleme alanında belirlenen toprak tipleri kaba taneli kumlu topraklar, nemi yüksek killi topraklar ve balçıklı kumlu topraklardan oluşturmaktadır. Anakayanın kireçtaşı olduğu alanlarda toprak neminin yüksek olduğu killi topraklar alfisol (xeralf alt ordosu) yayılış göstermektedir (Atalay, 2011). Kabaca 19,19 km² alan kaplayan bu toprak tipi sahanın % 3,61'ine karşılık gelmektedir. Havran ayı'nın taşkın ovasında yer alan entisol (alüvyal topraklar) ile sahanın yüksek kesimlerinde ve genellikle orman örtüsü altında gelişen mollisol (kireçsiz kahverengi orman

topraklar) kaba taneli ve kumlu toprak tipini oluşturmaktadır. 169,55 km² alan kaplayan kaba taneli ve kumlu topraklar sahanın % 31,57'sine karşılık gelmektedir. Havzada en geniş yayılıma sahip olan topraklar ise anakayanın etkisinin sürdüğü kumlu-balçıklı

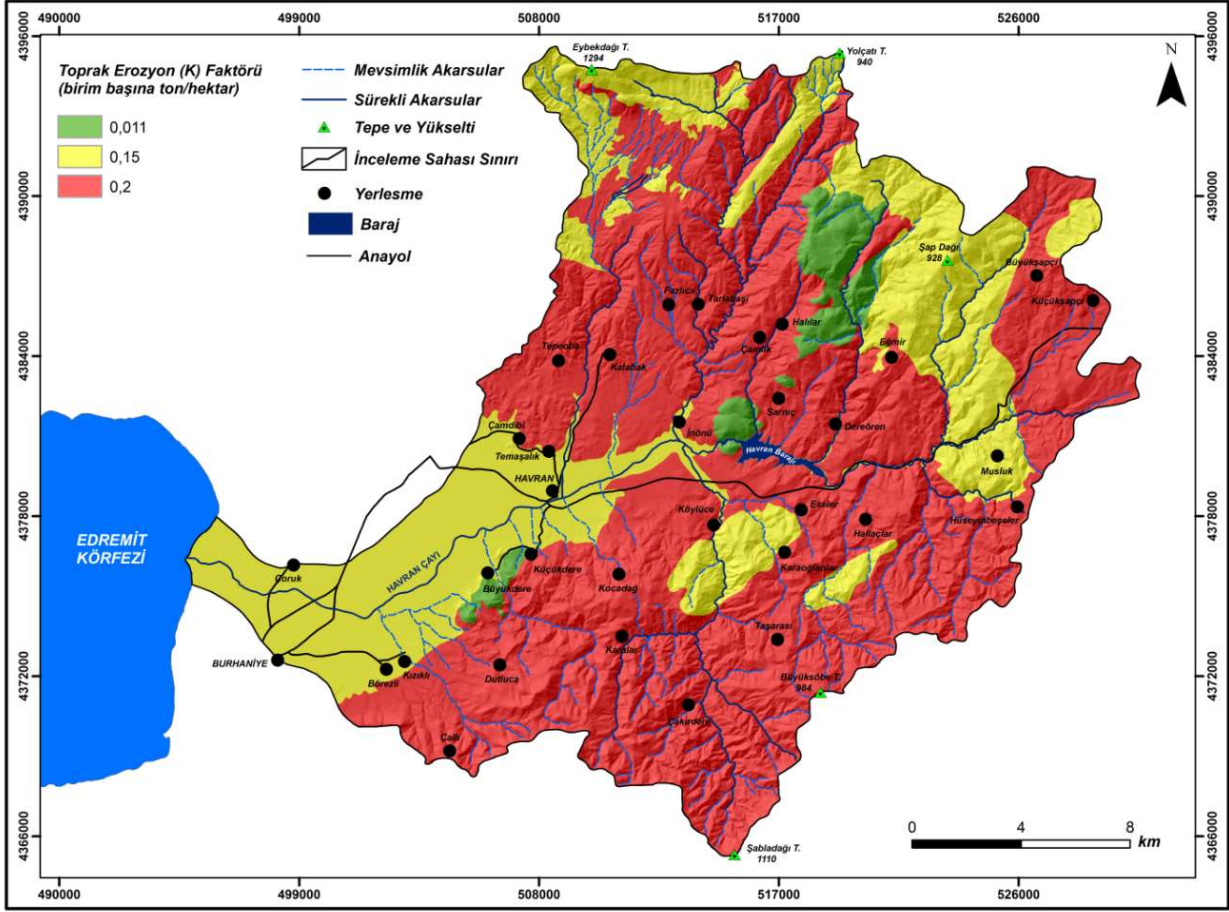
tekstüre sahip inseptitoller (intrazonal topraklar)'dir. 348,25 km² alan kaplayan bu toprakların tüm topraklar içindeki oranı % 64, 82'dir. Görüldüğü üzere çalışma alanının büyük bölümünde erozyon etkisini arttıracak toprak tiplerini yayılış göstermektedir.

Tablo 2: Yükselti Basamaklarına (m) Bağlı Yağış Eroziyon Faktörü

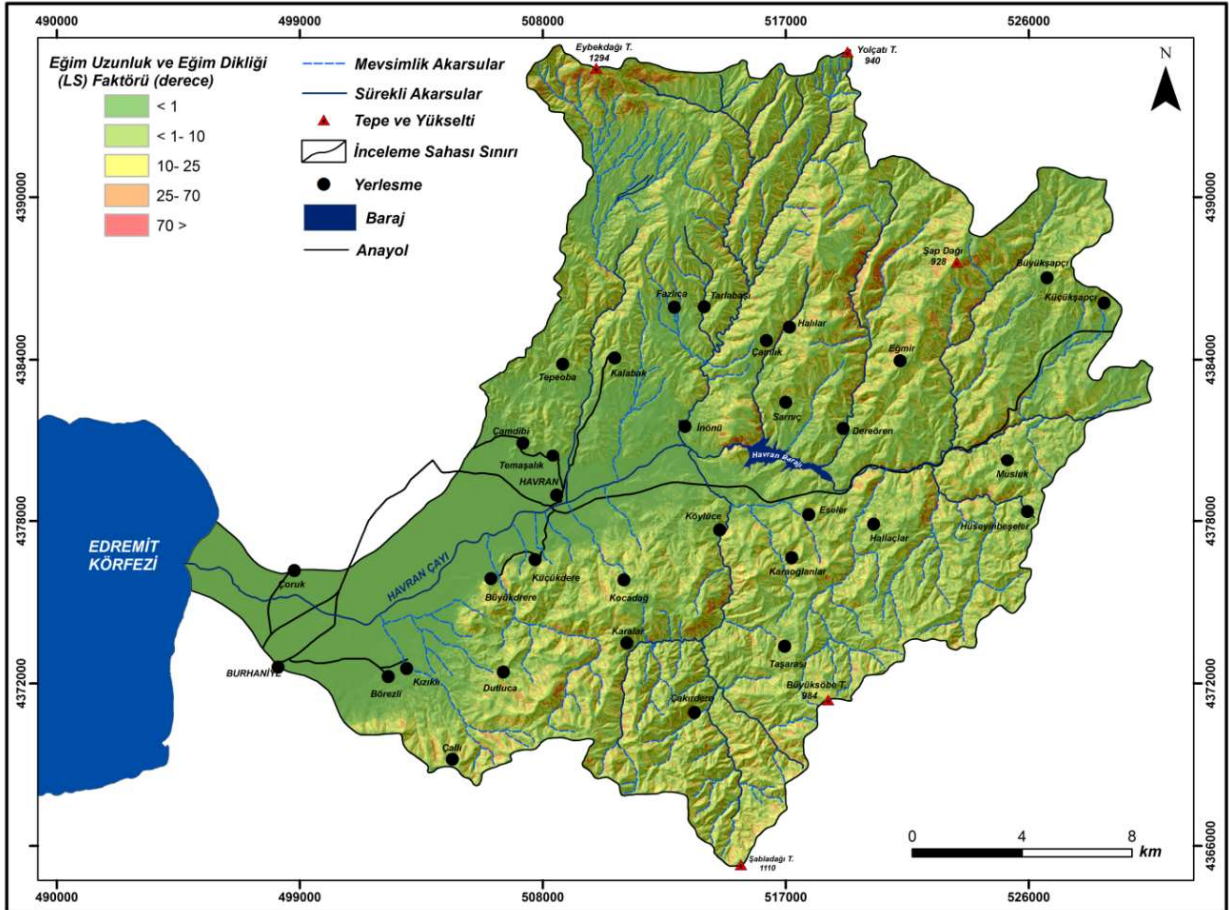
Yükselti basamakları	MFI	R Faktörü
0-120	80,05	181,81
120-220	82,88	193,62
220-320	85,94	206,35
320-420	89,17	219,82
420-520	92,54	233,90
520-620	96,04	248,50
620-720	99,65	263,53
720-820	103,34	278,93
820-920	107,11	294,64
920-1020	110,94	310,63
1020-1120	114,83	326,86
1120-1220	118,78	343,30
1220-1294	122,76	359,92



Şekil 3: Yağış Eroziyon (R) Faktörü Haritası



Şekil 4: Toprak Direnç (K) Faktörü Haritası



Şekil 5: Eğim Uzunluk ve Eğim Diklik (LS) Faktörü Haritası

Tablo 4: Havran ayı Havzası'nda toprak tipleri ve duyarlılık değerleri

Toprak Tipi	Duyarlılık Değeri	Alan	
		(km ²)	%
Killi	0,011	19,19	3,61
Kumlu	0,15	169,55	31,57
Kumlu-Balçıklı	0,20	348,25	64,82
TOPLAM		537	100

Eğim Uzunluk ve Eğim Diklik (LS) Faktörü

Eğim uzunluk ve eğim diklik faktörünü hesaplamak için, sahaya ait 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından DEM (Sayısal Yükselti Modeli) üretilmiştir. DEM'den eğim haritası üretilmiş olup, akış yönü ve akım birikimi hesaplamaları yapılmıştır. Eğim haritası ile LS faktör haritasında aynı eğim sınıfları kullanılmıştır. Yapılan hesaplamalar LS değerinin fazla olduğu alanların, eğim değerlerinin yüksek, vadi yoğunluğun fazla olduğu yüksek kesimlere karşılık geldiğini göstermektedir. Bu sahalar aynı zamanda aşınmanın fazla olduğu alanlara karşılık gelmektedir. Buna karşılık yükseltinin az olduğu ova ve vadi tabanları LS değerinin düşük olduğu, buna bağlı olarak aşınmanın daha az olduğu alanları göstermektedir.

Tablo 5: Havran ayı Havzası'nda erozyon duyarlılık sınıfları ve toprak kaybı miktarı

Erozyon Duyarlılık Sınıfları	Toprak Kaybı	Alan	
	Ton/ha/yıl	km ²	%
Hafif	< - 10	128	24
Orta	10 - 50	143	27
Güçlü	50 - 100	109	20
Şiddetli	100 - 250	119	22
Çok Şiddetli	250 - >	38	7
TOPLAM		537	100

Zemin Örtüsü (C) Faktörü

Havran ayı Havzası'nda daha önce yapılan çalışmalarda, maki ve zeytinlikler dâhil bitki örtüsünün yoğun olduğu alanların sahanın % 74'üne karşılık geldiğini, buna karşılık sahanın % 26'sı bitki örtüsünden yoksun alanlardan oluştuğu belirtilmektedir (Özdemir, 2007). Bu değerler havzada bitki örtüsünün yoğun ve kapallık derecesinin iyi olduğunu

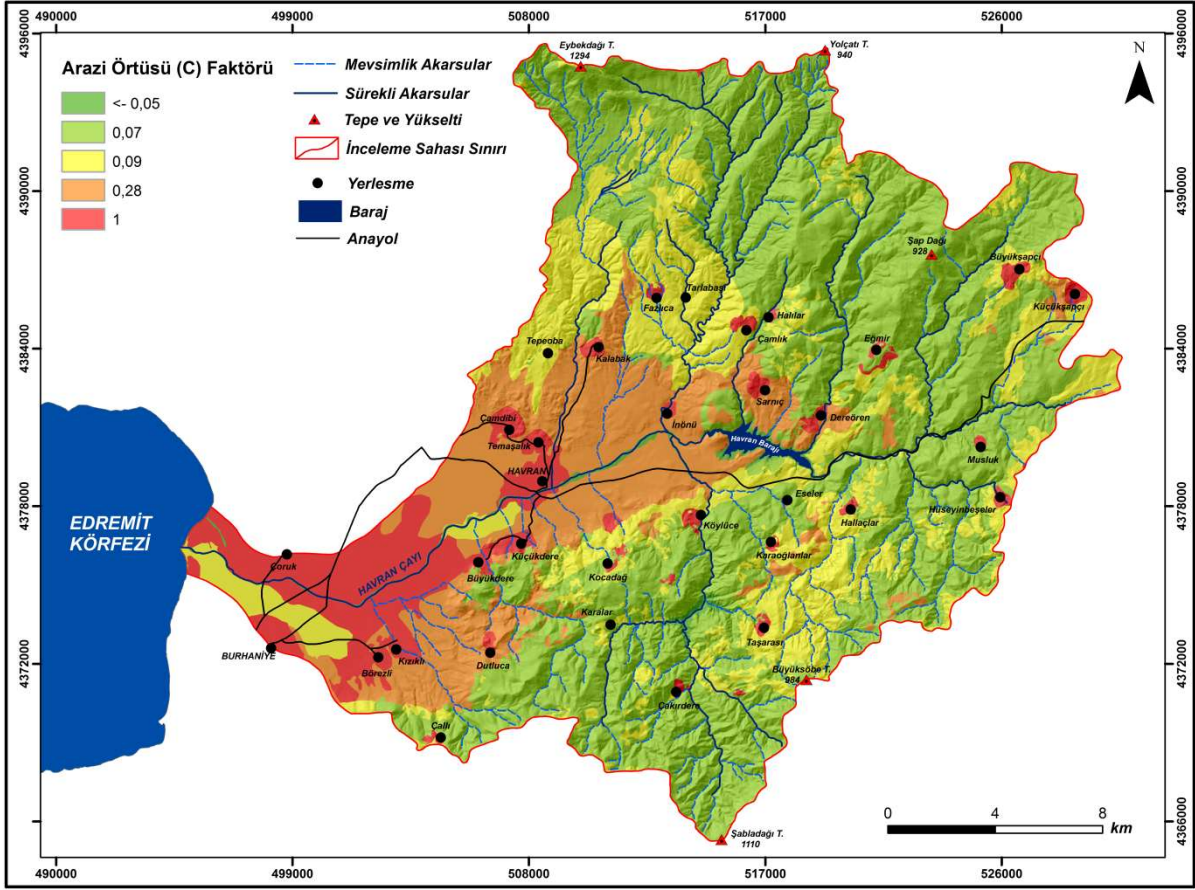
göstermektedir. Sahada 500 m seviyelerine kadar kızılamlar (*Pinus brutia*), bu seviyelerin üzerinde ise karaçamlar (*Pinus nigra*) yaygındır. Edremit- Havran Ovası'nın büyük bir bölümü ise zeytin (*Olea europaea*) ağaçları ile kaplıdır. Bitki örtüsünün tahrip edildiğini alanlarda ise maki türleri yayılış göstermektedir (Sönmez, 1996). İnceleme alanında tarım alanları (kuru/sulu) ve yerleşmeler diğer zemin örtüsü özelliklerini oluşturmaktadırlar. Bitki örtüsü özellikleri sahadaki erozyon riskini azaltırken, yerleşmeler özellikle yanlış arazi kullanımı nedeniyle erozyon şiddetini arttırmaktadır.

Erozyon Önleyici (P) Faktörler

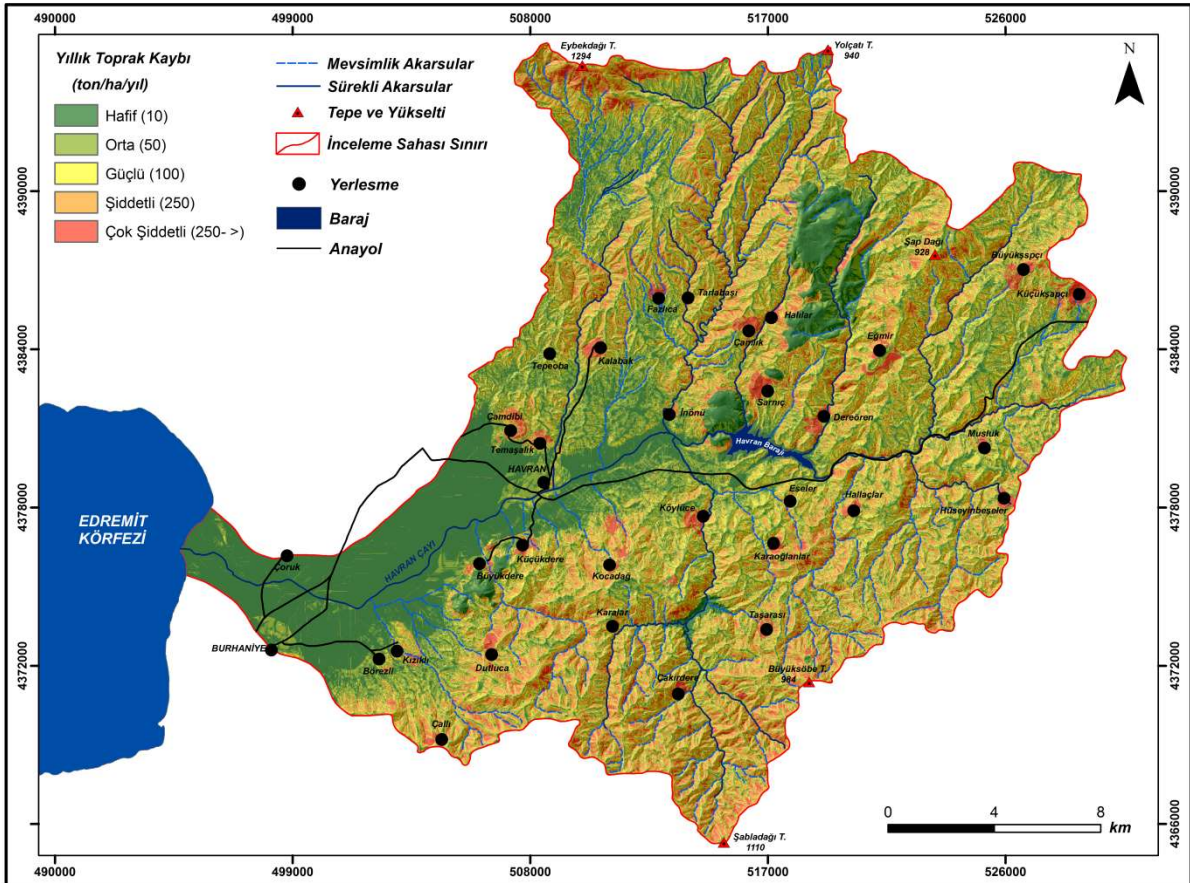
İnceleme alanında erozyonu azaltmak amacıyla kullanılan herhangi bir yöntemle rastlanılmadığı için 1 değeri kullanılarak P faktörü denklem dışında bırakılmıştır.

SONUÇ

Havran ayı havzasında RUSLE yöntemi kullanılarak yapılan bu çalışmada, sahadaki erozyon risk dereceleri ve yıllık toprak kaybı belirlenmiştir. Beş farklı risk sınıfının belirlendiğini havzanın % 51'inin hafif - orta, % 49'unun ise güçlü - çok şiddetli erozyon duyarlılık sınıfında olduğunu tespit edilmiştir. Sahanın % 71'inde yıllık toprak kaybı miktarının < 10 - 100 ton/ha/yıl arasında olduğunu belirlenmiştir. Geri kalan % 29'luk alanda ise yıllık toprak kaybı miktarının 100 - 250 > ton/ha/yıl arasında olduğunu hesap edilmiştir (Şekil 7). Havzanın tümünde ise yıllık toprak kaybı miktarı yaklaşık 254 ton olarak belirlenmiştir.



Şekil 6: Zemin Örtüsü (C) Faktörü Haritası



Şekil 7: Erozyon Risk Sınıfları ve Toprak Kayıp Miktarı Haritası



Foto 1: İnceleme sahasında erozyon değerinin yüksek olduğu yoğun bitki örtüsünden yoksun alanlara bir rnek. Eğmir Mahallesi'nde yer alan Eğmir Demir Madeni ve yakın evresi.



Foto 2: İnceleme alanının kuzey-kuzeybatı kesimi bitki örtüsünün tahribi ve yüksek eğim değerlerine bağlı olarak erozyona duyarlı alanlardan bir tanesidir. Eybekdağı T'nin güney yamaçları.



Foto 3: Bitki örtüsünün tahrip olduğu ve andezitik tüf gibi kolay aşınan kayaların yüzeylediği Kocadağ Mahallesi'nin yakın vresi erozyona duyarlı noktalardan bir tanesini oluşturmaktadır.



Foto 4: Yamaç dengesinin bozulması sonucunda büyük miktarda malzeme istinat duvarını yıkarak yola taşmıştır. Bitki örtüsünün tahrip edilmesi de bunda önemli rol oynamaktadır (Balıkesir – Edremit Karayolu 60. Km, 2015).



Foto 5: Balıkesir – Edremit Karayolu 62. km’sinde yamaç dengesini korumak amacıyla yapılan teraslamanın görünümü (2015).

Erozyona neden olan faktörlerin değerlendirilmesi ve yapılan arazi gözlemlerine dayanarak zemin örtüsü özellikleri ile yağış faktörün erozyona etki eden en önemli faktörler olduğu saptanmıştır. Havzada yanlış arazi kullanımına bağlı olarak özellikle bitki örtüsünün tahrip edildiği alanlar ile yağış miktarının fazla olduğu alanların, erozyonun yüksek olduğu alanlara karşılık geldiği belirlenmiştir (Foto 1; Foto 2; Foto 3).

Bununla birlikte vadi yoğunluğunun fazla olduğu ve buna bağlı olarak eğim değerlerinin yüksek olduğu alanlar ile toprağın kolay aşınabildiği sahalar erozyonun yüksek olduğu diğer alanlardır.

Havzada eğim değerlerinin düşük olduğu ova ve aşınım yüzeyleri ile bitki örtüsünün yoğun olduğu alanlar erozyonun düşük olduğu sahalar karşılık gelmektedir. Buna ek olarak bitki örtüsünün önemini göstermesi açısından eğim değerlerinin yüksek, anakaya ve toprağın kolay aşınabildiği fakat bitki örtüsünün yoğun olduğu alanlar da erozyonun düşük olduğu sahaları oluşturmaktadır (Şekil 6).

RUSLE parametreleri içerisinde yağmur (R) ile toprak (K) faktörleri insanın müdahale edemeyeceği, değiştiremeyeceği parametrelerdir. Bu nedenle erozyon ile mücadelede zemin örtüsü (C), eğim uzunluk ve eğim diklik (LS) ile erozyon önleyici (P) faktörlerinin neden olabileceği zararları minimize etmek önemlidir. Zemin örtüsü faktörü içerisinde özellikle bitki örtüsü özellikleri erozyon üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. 2005 yılı SPOT XS uydusu verilerine göre havzadaki bitki kapallılığı %74 gibi iyi bir değere sahiptir. Buna karşılık sahanın daha önceki yıllara ait uydu görüntüsü verileri ile karşılaştırıldığında bu değer azalmıştır. Bu kapsamda erozyonla mücadele için ilk olarak bitki örtüsünün yoğunluğunu arttıracak çalışmalar yapılmalıdır. Bu çalışmalar yapılırken dikkat edilmesi gereken husus havzanın ekolojik şartlarının göz önünde bulundurulmasıdır. Daha önce de belirtildiği gibi Akdeniz fitocoğrafya bölgesi içerisinde yer alan havzada kabaca 500 m seviyelerine kadar kızılçam (*Pinus brutia*), 500 m’nin üzerindeki alanlarda ise karaçamlar (*Pinus nigra*) yaygın

olduğu görülmekte ve bu ekolojik şartlar dikkate alınarak ağaşlandırma çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

İnceleme sahasında ulaşım ve tarım faaliyetleri yamaç dengesini bozan başlıca faaliyetlerdir. Yenilenen Balıkesir- Edremit yolu üzerinde özellikle Havran ayı'nın dar ve derin yardığı bazı noktalarda yamaç dengesi dikkate alınmamıştır. Bu durumun önüne geçmek için istinat duvarı yapılmış olsa da, bu sorun için bir çözüm değildir (Foto 4). Yamaç dengesini korumak için yapılması gereken teraslama işlemidir (Foto 5).

İnceleme alanında yamaç dengesini bozan bir diğer faktör tarım faaliyetleridir. Yapılan arazi çalışmaları ile yerli halkın eğim değerleri nispeten yüksek olan yamaçlarda kendi

ihtiyaçlarını karşılayacak ölçüde tarımsal faaliyetler gerçekleştirdikleri gözlemlenmiştir. Yanlış arazi kullanımına bağlı olarak özellikle bitki örtüsünün tahrip edilmesine neden olan bu durum erozyon riskini arttırmaktadır. Eğimli yamaçların ekolojik koşullar dikkate alınarak ağaşlandırılması ve tarımsal faaliyetlerin eğim değerlerinin düşük olduğu alanlarda yapılması erozyon riskinin azaltması açısından yapılması gerekenler olarak sıralanabilir.

Erozyon riskinin tamamen ortadan kalkması mümkün değildir. Ancak bilinçli ve doğru bir arazi kullanımı ile bu tehlike minimuma indirilebilir. Bu sayede insanlar doğal kaynaklardan maksimum ölçüde faydalanabilirler.

KAYNAKLAR

- Anon. (2017) *Türkiye İstatistik Kurumu*. [evrimii] Available at: <http://www.tuik.gov.tr> [2 11 2017].
- Anon. (2018) *Meteoroloji Genel Müdürlüğü*. [evrimii] Available at: www.mgm.gov.tr [5 3 2018].
- Ardel, A. & Kurter, A. (1969) *Uygulamalı Klimatoloji*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- Ardel, A., Kurter, A. & Dönmez, Y. (1969) *Uygulamalı Klimatoloji*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- Arnoldous, H. M. J. (1980) An Approximation of the Rainfall Factor in the USLE. içinde *Assessment of Erosion*. Chichester: Wiley, pp. 127-132.
- Atalay, İ. (2011) *Toprak Oluşumu, Sınıflandırılması ve Coğrafyası*. İzmir: Meta Basım Matbaacılık.
- Bilgin, T. (1969) *Biga Yarımadasının Güneybatı Kesiminin Jeolojisi*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları.
- Bingöl, E. (1976) Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi. *MTA Dergisi*, Issue 86, pp. 15-35.
- Cürebal, İ. & Ekinci, D. (2006) Kızılkeçili Dere Havzasında CBS Tabanlı RUSLE (3D) Yöntemiyle Erozyon Analizi. *Türk Coğrafya Dergisi*, Issue 47, pp. 115-129.
- epel, N. (1997) *Toprak Kirliliği Erozyon ve evreye Verdiği Zararlar*. İstanbul: TEMA Vakfı Yayınları.
- epel, N., Metin, B., Işık, K., Altın, M., Geray, U., Neyişi, T., Sarı, M., Ergün, C. (2000) *Erozyonla Mücadele (Tema Eğitim Semineri Ders Notları)*.

İstanbul: Tema Vakfı Yayınları.

- Efe, R., Ekinci, D. & Cürebal, İ. (2008) Erosion Analysis of şahin Creek Watershed (NW of Turkey). *Journal of Applied Science*, 8(1), pp. 49-58.
- Ekinci, D. (2005) CBS Tabanlı Uyarlanmış Rusle Yöntemi ile Kozlu Deresi Havzası'nda Erozyon Analizi. *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, Issue 13, pp. 109-119.
- Ekinci, D. & Ekinci, B. (2006) Küçükçekmece Gölü ve Yakın evresinde (İstanbul) Zemin rts Değişiminin Coğrafya zerindeki Etkileri. *Türk Coğrafya Dergisi*, Issue 47, pp. 131-146.
- Erkal, T. & Taş, B. (2013) *Jeomorfoloji ve İnsan*. İstanbul: Yeditepe Yayınevi.
- Erol, O. (1981) *Biga Yarımadası Batı ve Güney Kıyı Kesiminin Jeomorfolojisi*, M.T.A. Yayınları, Ankara
- Fııcı, M. (2016) *Kapıdağ Yarımadası'nda Erozyon ve Arazi Kullanma İlişkisi*, Balıkesir: Balıkesir Üniversitesi.
- Gaubı, İ., Chaabani, A., Mammou, A. B. & Hamza, A. H. (2017) A GIS-Based Soil Erosion Prediction Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (Lebna Watershed Cap Bon, Tunisia). *Nat Hazards*, Issue 86, pp. 219-239.
- Glşen, M. (2014) *Eber Havzasında (Afyonkarahisar) Toprak Erozyonunun Değerlendirilmesi*, Afyonkarahisar: Afyon Kocatepe Üniversitesi.
- Hoşgören, M. Y. (2004) *Hidrografya'nın Ana izgileri- Yeraltısuları- Kaynaklar- Akarsular*. İstanbul:

- Çantay Kitabevi.
- İmamoğlu, A. & Dengiz, O. (2017) Determination of Soil Erosion Risk Using RUSLE Model and Soil Organic Carbon Loss in Alaca Catchment (Central Black Sea Region, Turkey). *Rendiconti Lincei*, 1(28), pp. 11-23.
- Karabulut, M. & Küçükönder, M. (2008) *Kahramanmaraş Ovası ve Çevresinde CBS Kullanılarak Erozyon Alanlarının Tespiti*. Kahramanmaraş: KSÜ Fen ve Mühendislik Dergisi.
- Kızılelma, Y. & Karabulut, M. (2014) Mut Havzasında Erozyona Duyarlı Alanların Belirlenmesi. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 7(31), pp. 439-456.
- Lane, L. J., Renard, K. G., Foster, G. R. & Laften, J.M. (1992) Development and Application of Modern Soil Erosion Prediction Technology-the USDA Experience. *Soil and Water Management and Conservation*, Issue 30, pp. 893-912.
- Mater, B. (1998) *Toprak Coğrafyası*. İstanbul: Çantay
- Millward, A.A. & Mersey, J.E. (1999) Adapting the RUSLE to Model Soil Erosion Potential in a Mountainous Tropical Watershed. *Catena*, Issue 38, pp. 109-129.
- Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M. & Iverson, L.R. (1996) Modeling Topographic Potential for Erosion and Deposition Using GIS. *Journal of Geographical Information Science*, 10(5), pp. 629-641.
- Moore, I. & Burch, G. (1986) Physical Basis of the Length- Slope Factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, Issue 50, pp. 1294-1298.
- Nearing, M.A., Yin, S.G., Borelli, P. & Polyakov, O.V. (2017) Rainfall Erosivity: An Historical Review. *Catena*, Issue 157, pp. 357-362.
- Orman ve Su İşleri Genel Müdürlüğü (2013) *Erozyonla Mücadele Eylem Planı 2013 - 2017*, Ankara: Çölleşme ve Erozyonla Mücadele Genel Müdürlüğü.
- Özdemir, H. (2007) *Havran Çayı Havzasının (Balıkesir) CBS ve Uzaktan Algılama Yöntemleriyle Taşkın ve Heyelan Risk Analizi*, İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- Özdemir, M. A. & Dönmez, S.T. (2016) CBS Tabanlı RUSLE Yöntemiyle Işıklı Gölü Havzasının Erozyon Risk Analizi. *Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi*, 8(1), pp. 1-21.
- Özşahin, E. (2014) Tekirdağ İlinde CBS Tabanlı RUSLE Modeli Kullanarak Erozyon Risk Değerlendirmesi. *Journal of Tekirdağ Agricultural Faculty*, 11(3), pp. 45-56.
- Özşahin, E. & Atasoy, A. (2014) *Aşağı Asi Nehri Havzası'nın Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ce Uzaktan Algılama (UA) Teknikleriyle Erozyon Analizi*. Hatay: Hakan Ofset.
- Pandey, A., Mathur, A., Mishra, S.K. & Mal, B.C., (2009) Soil Erosion Modeling of a Himalayan Watershed Using RS and GIS. *Environmental Earth Sciences*, Issue 59, pp. 399-410.
- Pektezel, H. (2015) Gelibolu Yarımadası'nda CBS Tabanlı Rusle (3D) Yöntemiyle Erozyon Duyarlılık Analizi. *Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi*, Issue 17, pp. 131-151.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K. and Yoder, D.C. (1997) *Predicting Soil Erosion by Water: a Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (Rusle)*. Washington D.C: U.S Department of Agriculture Handbook.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A. & Porter, J.P. (1991) RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, Issue 46, pp. 30-33.
- Sönmez, S. (1996) *Havran Çayı- Bakırçay Arasındaki Bölgenin Bitki Coğrafyası*, İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- Tüfekçioğlu, M. & Yavuz, M. (2016) Yusufeli Mikro Havzasında (Artvin) Yüzey Erozyonu Toprak Kaybının Tahmin Edilmesi ve Erozyon Risk Haritasının Oluşturulması. *Artvin Çoruh Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi*, 17(2), pp. 188-199.
- Wischmeier, W.H. & Smith, D.D. (1978) *Predicting Rainfall Erosion Losses: a Guide to Conservation Planning*. Washington D C: U S Department of Agriculture Handbook.
- Zeng, C., Wang, S., Bai, X., Li, Y., Tian, Y., Li, Y., Wu, L., Luo, G. (2017) Soil Erosion Evolution and Spatial Correlation Analysis in a Typical Karst Geomorphology Using RUSLE with GIS. *Solid Earth*, Issue 8, pp. 721-736.
- Zhu, L. & Huang, J.F. (2006) GIS-Based Logistic Regression Method for Landslide Susceptibility Mapping in Regional Scale. *Journal of Zhejiang University*, 7(12), pp. 2007-2017.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

ŞİLE (İSTANBUL) EOLİNİTLERİNDEKİ ÇÖZÜNME BORULARININ KÖKENİ ÜZERİNE ÖN BULGULAR

Preliminary results on the origin of dissolution pipes in coastal eolianites of Şile (İstanbul)

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK ^a, Çağlar ÇAKIR ^b, Mustafa AVCIOğLU ^c,
T. Ahmet ERTEK ^d, Nabi EVREN ^e, Ahmet Evren ERGİNAL ^f

^a Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Niğde - Türkiye
muhammed.zeynel@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-9834-7680>

^b Akdeniz Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Antalya, Türkiye
caglarcakir55@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-1090-7146>

^c Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çanakkale - Türkiye
mustafaavcioglu@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-1590-0832>

^d İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul - Türkiye
taertek@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-9857-4832>

^e Şile Çevre Gönüllüleri Derneği, İstanbul - Türkiye
nabievren@mynet.com

^f Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Eğitim Fakültesi, Coğrafya Eğitimi AD, Çanakkale - Türkiye
aerginal@gmail.com <https://orcid.org/0000-0002-3112-5258> (sorumlu yazar / corresponding author)

Makale Tariğesi

Geliş 09 Haziran 2018
Düzenleme 13 Eylül 2018
Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 09 June 2018
Received in revised form 13 September 2018
Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Ayrışma boruları, Dikey ayrışma, Eolinit,
Şile

Keywords

Dissolution pipes, Vertical waethering,
Eolianite, Şile

Atıf Bilgisi / Citation Info

Öztürk, M.Z., Çakır, Ç., Avcioglu, M.,
Ertek, T.A., Evren, N., Erginal, A.E.
(2018). Şile (İstanbul) eolinitlerindeki
çözünme borularının kökeni üzerine ön
bulgular, *Jeomorfolojik Araştırmalar
Dergisi*, 2018 (1): 67-79

ÖZET

Tropikal kıyılar ile Akdeniz kuşağı kıyılarındaki karbonat eolinitlerinde yaygın olarak gözlenen silindir ve konik şekilli dikey ayrışma borularının oluşumu halen tartışmalıdır. Bu tür nadir paleo-kıyı karştı şekilleri, Türkiye kıyılarından ilk kez Şile (İstanbul) batısındaki Doğancılı kıyı zonunda, 5 metre kalınlıktaki çapraz lamine olitik eolinit tabakaları içinde tespit edilmiştir. Bu çalışmanın temel amacı eolinit kütlesi içerisinde gelişmiş bu şekillerin fiziksel özelliklerinin ve gelişim modelinin ortaya konulmasıdır. Eolinitin kuzey kesimindeki falez yüzeyi boyunca çok fazla sayıda ayrışma borusu gelişmiştir. Bu şekillerden bozulmamış olan 45 tanesinden şerit metre yardımıyla derinlik, ve çap ölçümleri yapılmıştır. Ölçümlerine göre, çözünme borularının maksimum ağız çapı 60 cm ve derinliği 460 cm'dir. Bazı şekillerde derinlik, eolinitin örttüğü paleosol katmanı ile olan dokanağa kadar yaklaşır. şekiller çapraz tabakalı eolinit içerisinde gelişmiş olmakla birlikte dikey formları üzerinde çapraz laminasyonun kontrolü yoktur. Boyutlardaki değişkenlik, şekillerin oluşum evrelerinin farklılığı ile ilgili olmalıdır. Birbirine yakın gelişmiş olan çözünme borularının birleşmesiyle bileşik formlar oluşmuş, yan duvarların ortadan kalkması sonucu borular "pinnacle" denilen münferit keskin kenarlı bloklara dönüşmüşlerdir. Denizel izotop dönemi (MIS) 6 sonu ile MIS 5e başlarına tarihlendirilen eolinitler üzerinde gelişmiş bu şekiller, eolien kumlarının oluşumu ve çimentolanmasının gerçekteşiği daha sıcak ve kurak koşulları izleyen nemli koşullar altında gelişmiş olmalıdır. Borular içinde kalker kabuk gözlenmemesi, oluşumları esnasında kurak evrelerin yaşanmadığını açıklar. Sonuç olarak çözünme boruları organik maddece zengin topraktan derine sızan CO₂ ile asitliği artmış suların yol açtığı erime sonucu fosil (örtülü) karst olarak gelişmiş olmalıdır. Çözünme yüzeyde bitki köklerinden vadoz zondaki tercihi akış kanallarına aktararak makro gözenekler boyunca derine ilerlemiştir.

ABSTRACT

The origin of cylindrical and cone-shaped dissolution pipes commonly observed on coastal eolianites at tropical and Mediterranean coasts is still under debate. Such unusual paleokarstic landforms have been first recognized on Turkey's coasts at Doğanlı village to the west of Şile, İstanbul. Main aim of this study is explain physical properties and development model of these forms. Pipes are carved into cross-bedded laminae of 5 m-thick oolitic eolianites and forms are seen along cliff surface located northern part of the eolianite. Depth and perimeter of 45 pipes which are good condition are measured via ruler. Based on measurements of 45 dissolution pipes along sea-faced cliffs where they are preserved, pipes have the maximum upper diameter of 60 cm and depth of 460 cm. The depth of some pipes reaches the boundary with the underlying paleosol. The vertical shape of these holes are not apparently controlled by the cross bedded laminae. Variability in dimension of forms might represent differences in generation of pipe formation. Composite forms formed by combination of closely-spaced pipes verged into the sharp-edged blocks, i.e. pinnacle, as result of the removal of side walls. These weathered holes in eolianite dated to late MIS6 and early MIS5 might have formed during more humid conditions succeeding hotter and drier conditions, favoring the deposition and cementation of eolianite sands. The lack of calcrete within the dissolution pipes reveals nonoccurrence of arid stages during their formation. Consequently, dissolution pipes are likely the result of covered fossil (covered) karst caused by infiltrated waters having more acidity due to soil CO₂. The vertical dissolution taking place on macro pores were possibly caused by the effects of infiltrated waters, passing from plant roots to preferred flow paths in vadose zone.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tüm hakları saklıdır. All rights reserved.

GİRİŐ

Çözünme boruları (dissolution pipe) genellikle yüksek karbonat içeriğine sahip, iri tanelerden oluşan, zayıf şekilde taşlaşmış ve boşluk oranı yüksek anakayaların çözünmesi ile meydana gelen; derinliği 20 m'ye, çapı ise 1.5 m'ye kadar ulaşabilen silindir ve konik şekilli ayrışma yapılarıdır (Lundberg ve Taggarf, 1995; Walsh ve Morawiecka, 2001; De Waele vd., 2011). Bu şekiller çeşitli çalışmalarda karstik çukur, karstik baca, karstik boru, karstik kuyu (Lundberg ve Taggarf, 1995), hatta solucan deliği (Petrus ve Szymczak, 2015) ve toprak dili (Yehle, 1954) olarak isimlendirilmiştir. Genel olarak kalkarenit (Walsh ve Morawiecka, 2001; De Waele vd., 2009; Lipar, 2009), tebeşir (Burnaby, 1950; De Bruijn, 1983; Wiliems vd., 2007), kireçtaşı (Brunsden vd., 1976), taşlaşmış kokina deposu (Prouty ve Lovejoy, 1992) kumtaşı (Greenly, 1901; Day, 1928; Lundberg ve Taggarf, 1995), oolitik kayalar (Wright, 1983; Webb, 1994) ve eolinitler (Livingston, 1944; Bretz, 1960; Adams, 1983; Herwitz 1993; Carew and Mylroie, 1994; Baker, 1943; Fairbridge, 1950; Baker, 1958; Bird, 1970; Coetzee, 1975; Caron vd., 2009; Erginal vd., 2013) üzerinde yaygın bir oluşuma sahiptir. En

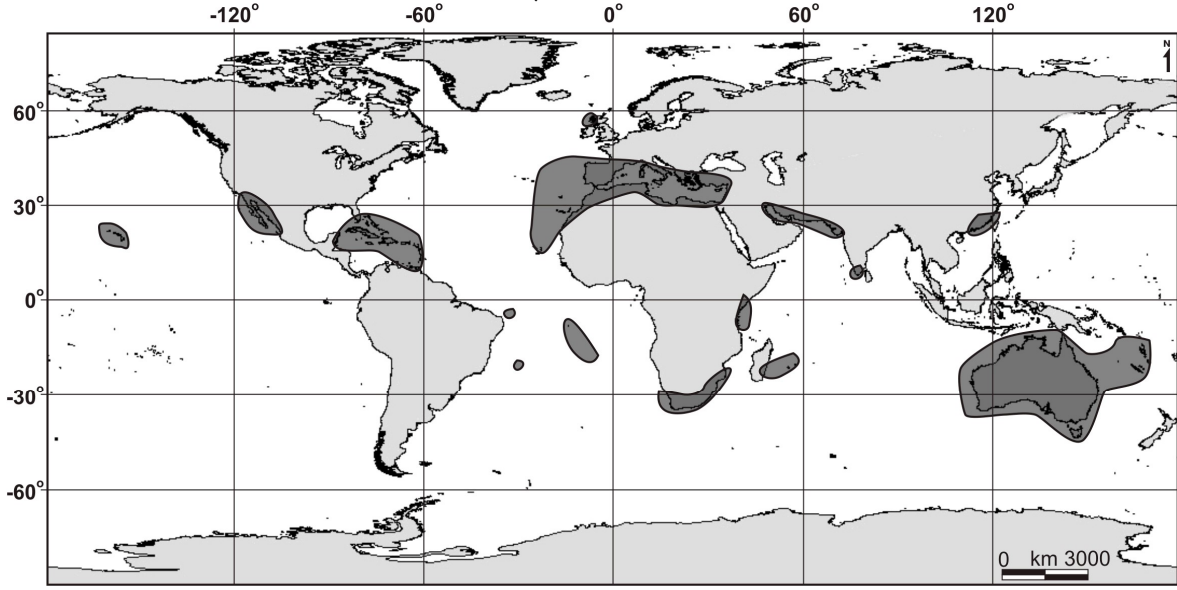
yaygın oluşumu eolinitler üzerinde görüldüğü için küresel dağılışı ile eolinitlerin dağılışı arasında önemli bir bağlantı bulunur (Grimes, 2009).

Eolinit (çimentolanmış fosil kumul/taşlaşmış kumul) orta enlem kıtalarında ve adalarında yaygın olarak gözlenen (Brooke, 2001; Şekil 1), rüzgarla taşınmış ve bol karbonat içeren kumlardan oluşur (Frébourg vd., 2008). McLaren (2004)'e göre çimentolanmış kumtaşı, Brooke (2001)'a göre karbonat çimentolu kıyı kireçtaşı bileşimindedir. Bol miktarda kuvars kumu ve bunları birbirine çimentolayan kalsiyum karbonat eolinitlerin egemen iki unsurudur. Çapraz katmanlanma yapısı ise bunların jeolojik geçmişte denizden karaya veya karadan denize esen paleorüzgarların etkisiyle gelişen tipik katman yapısını oluşturur. Eolinitlerin dünya kıyılarındaki dağılışı ve oluşumu üzerine detaylı bilgiye Brooke (2001)'de ulaşılabilir.

Eolinitler üzerinde gelişen çözünme borularının oluşumundaki en önemli faktör iklimdir ve bu şekiller tropikal iklim koşullarında yaygın bir oluşum gösterir. Bununla birlikte şiddetli buharlaşmanın görüldüğü soğuk ve ılıman iklim koşullarında (Lundberg ve Taggarf, 1995; Morawiecka,

1993; Morawiecka ve Walsh, 1997; De Bruijn, 1983; West, 1973) ve Akdeniz kıyılarında da (Day, 1928; Rudnicki, 1980; Marsico vd., 2003, De Waele vd., 2009, 2011; Caron vd., 2009)

örnekleri bulunmaktadır. Bu paleokarstik şekillerin Karadeniz kıyılarındaki varlığı Erginal vd. (2013) tarafından ilk kez ortaya konmuştur.



Şekil 1: Eolinitlerin yoğun olarak görüldüğü alanların coğrafi dağılımı (Brooke 2001'den düzenlenerek).

Ayrışma Borularının Oluşum Teorileri

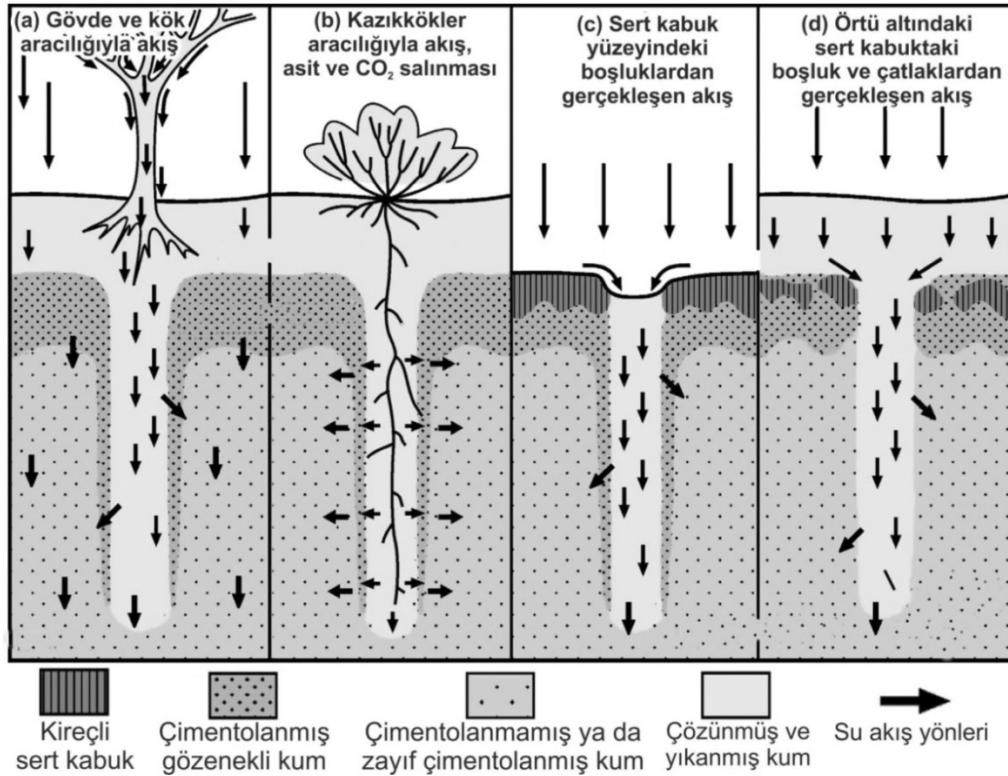
Ayrışma borularının oluşumlarında iklim etkili olduğundan, şekillerin gelişimleri iklim değişimlerinden etkilenir. Günümüzde de oluşan örnekleri bulunmakla birlikte şekillerin çoğunluğu özellikle Pleistosen'de oluşmuştur (Lundberg ve Taggarf, 1995). Swatow'da (Polonya) şekillerin buzularası dönemde buzulların geri çekilmesi, hatta donmuş toprakların erimesi ile oluştuğu vurgulanmıştır (Morawiecka ve Walsh, 1997). Güney İtalya'da bu şekillerin Orta Pleistosen'in sonlarında (Marsico vd., 2003), daha nemli iklim koşulları altında (De Waele vd., 2009) geliştiği belirtilmiştir. Güneydoğu Avustralya'da ise şekillerin MIS 7, 9 ve 11'i takip eden eolinit depolanmasından, yani kumulların sabitlenip bitki örtüsü ile kaplandıktan sonra oluştuğu, daha kuru buzul dönemlerinde ise kabuk yapısının geliştiği belirtilmiştir (Lipar vd., 2015). Marsico vd. (2003) kireçli kabuktan yaptıkları ¹⁴C analizinde yaşını GÖ 32000 olarak bulmuşlardır. İklimin denetiminde oluşan bu şekiller hem biçimleri hem de içerisinde biriken sedimanlar ile alanda etkili olan ayrışma evreleri hakkında da bilgi verebilmektedir. Örneğin Walkden ve Davis (1983) şekiller ve içerisindeki dolgulardan dört farklı ayrışma evresi tespit etmiştir.

Şekiller, temel olarak iklim denetiminde gelişmekle birlikte oluşumları ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. İlk başlarda şekillerinin düzgün yapısı ve bazılarının arkeolojik alanlara yakın olmaları nedeniyle, insanlar tarafından yapıldığına inanılmıştır (De Waele vd., 2011). Daha sonra şekillerin palmye ağacının ilerleyen kumullar ile örtülmesi, kumulların zamanla ağacın gövdesinin şeklini alarak taşlaşması ve gövdenin çürüyerek ortadan kalması sonucunda oluştuğunu belirtmiştir (Livingstone, 1944). Ancak şekillerin oluştuğu alanlarda bitki köklerine ait hiçbir izin ve fosilin bulunamaması nedeniyle bu teori reddedilmiştir (Coetsee, 1975). Daha sonra çözünme panlarının alçalan deniz seviyesine bağlı olarak derinleşmesi ile boruların oluştuğu belirtilmiştir (Coetsee, 1975). Ancak şekillerdeki düzgünlük bu hipotezde de şüpheye neden olmuştur (De Waele vd., 2009). İlk zamanlarda klasik karstik erime süreçlerinde olduğu gibi sularının çatlaklar boyunca aşağı doğru hareket etmesi ile şekillerin oluştuğu düşünülmüş, hatta bu nedenden dolayı çözünme boruları periglasiyal bölgelerde donma-çözünme çatlakları ile karıştırılmıştır (Yehle, 1954). Ancak yapılan çalışmalar, anakayanın tabakalanma özellikleri ve çatlak yapıları gibi yapısal özelliklerinin bu

şekillerin oluşumunda etkili olmadığını göstermiştir (Morawiecka ve Walsh, 1997; Walsh ve Morawiecka, 2001; Marsico vd., 2003; De Waele vd., 2009, 2011). Bu temel teoriler dışında Lundberg ve Taggarf (1995) şekillerin şiddetli yağış ve buharlaşmanın yaşandığı iklim koşulları altında kumlu kireçtaşının, içerisindeki su akış yolları boyunca üzülmesi ve yeniden birikmesi ile birkaç bin yılda oluştuğunu belirtmiştir. Herwitz (1993) şekillerin yağmur suyunun bitkilerin gövdelerinden akararak (stemflow) toprağın üst kısmında oluşturdukları gövde akışı ile belirli alanlarda yoğunlaşarak yeraltına sızması ile oluştuğunu belirtmiştir (şekil 2a, b). Walsh ve Morawiecka (2001) ayrışmayı denetleyen temel unsurun, anakayanın kimyasal özellikleri ya da örtü kayasının geçirgenlik özelliklerindeki değişim olduğunu ifade etmiştir.

Günümüzde ise çoğu araştırmacı bu şekillerin sedimanter örtünün altında gelişen örtülü karst (fossil karst) süreçlerine bağlı olarak

gerçekleştiği konusunda hem fikirdir (Lundberg ve Taggarf, 1995; Morawiecka ve Walsh, 1997; Marsico vd., 2003; De Waele vd., 2009, 2011). Grimes (2004) şekillerin örtünün altında oluşan kaliş tabakasındaki boşluklara bağlı olarak geliştiğini belirtmiştir (şekil 2c, d). De Waele vd. (2009), İtalya’da oluşan ayrışma borularını, çimentolanmamış ve seyrek şekilde bitki örtüsü ile kaplı kumlu bir örtü altında bulunan eolinit yüzeyinin ilk olarak kumlu örtüde bulunan bitki köklerinin yeraltı su akışını etkileyerek bir koni oluşturduğu ve daha sonra koninin kendini besleyen bir sistem ile hızlı bir şekilde derinleştiği şeklinde açıklamıştır (şekil 2a). Bu durumda ayrışma borularını oluşturan temel süreç, aynı (homojen) boşluk oranına sahip anakaya üzerinde yerçekimi denetiminde gerçekleşen akıştır. şekillerin derinleşmesini sağlayan temel süreç ise yüzeydeki suyun asitleşmesine neden olan seyrek bitki örtüsü ya da toprak varlığı gibi yüzey topografyasındaki düzensizliklerdir (De Waele vd., 2011; şekil 2c).



şekil 2: Ayrışma borularının oluşum teorileri (Oklar su akış yönlerini göstermektedir. Grimes, 2009’dan düzenlenerek)

şekillerin oluşum teorilerinde olduğu gibi oluşum zamanları ile ilgili de farkı görüşler bulunmaktadır. Jennings (1968) taşlaşmanın, karstlaşmanın yani boruların oluşumunun ve boruların içerisine sediment birikiminin eş zamanlı gerçekleştiğini kabul etmiştir. Bu teori

Çoğunlukla MIS 5e gibi genç eolinitler üzerinde oluşan şekilleri açıklamaktadır (Lundberg ve Taggarf, 1995; De Waele vd., 2011). Ancak bu görüşten farklı olarak ya depolanma ya da taşlaşma ile eş zamanlı gerçekleştiğini kabul eden görüşler de bulunmaktadır (Lundberg ve

Taggarf, 1995).

Teorilerin çokluğuna rağmen hala herkes tarafından kabul gören bir teori bulunmamaktadır. Bu durum, Şekillerin oluştukları alanın yerel koşullarından etkilenmelerinden kaynaklanıyor olabilir. Tüm bu teorilere göre cznme borularının oluşumu kayacın üstündeki kck cukurlukların, toprak oluşumunun gerçekleştiği alanların, bitkilerin

seyrek olarak geliştiği alanlarda bitki kök ve gövdelerinin yağmur suyunun akışını belirli alanlara yoğunlaştırmadan kaynaklanabilir. Kayaçtaki boşluk oranının fazla olması ise belirli bir alanda yoğunlaşan suyun tabaka yüzeyleri, catlak sistemlerinden bağımsız olarak yerçekimi nedeniyle aşağı doğru direk hareketini sağlayarak cznmenin dik Şekilde gerçekleşmesine neden olmuş olmalıdır.

VERİ ve YÖNTEM

Çalışma alanının iklim özelliklerinin açıklanmasında Şile Meteoroloji istasyonunun ortalama verileri kullanılmıştır. İklm zelliklerinin yorumlanmasında sıcaklık, yağış ve rüzgar verileri kullanılmıştır. Ayrışma borularına ait fiziksel özellikleri ortaya koyabilmek amacıyla arazi calışması gerçekleştirilmiş ve bu arazi calışması sırasında Őerit metre aracılığıyla, Şekilleri düzgün olan 45 tanesinin derinlik, üst cap ve alt cap ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçülen değerlerden derinlik/alt cap ve derinlik/üst cap oranları hesaplanmış ve tüm değer arasındaki korelasyonlar hesaplanarak saçılım

diyagramları oluşturulmuştur. Arazi gözlemleri, daha önceki calışmalara ait veriler ve istatistiksel korelasyonlardan elde edilen sonuçlara göre ayrışma borularının gelişim modeli oluşturulmuştur. Eolinit kütlesinin yaşlarının ve ayrışma borularının oluşumunun yorumlanmasında Vostok buzulundaki izotop analizlerinden oluşturulan sıcaklık anomalisi değerleri kullanılmıştır (Jouzel vd., 1987). İzotop değerleri üzerine daha önceki calışmalardan elde edilen tarihler (Polymeris vd., 2012; Erginal vd., 2013) yerleştirilerek kütlenin oluştuğu denizel izotop dönemi ve o dönemdeki deniz seviyeleri belirlenmiştir.

ÇALIşMA ALANI

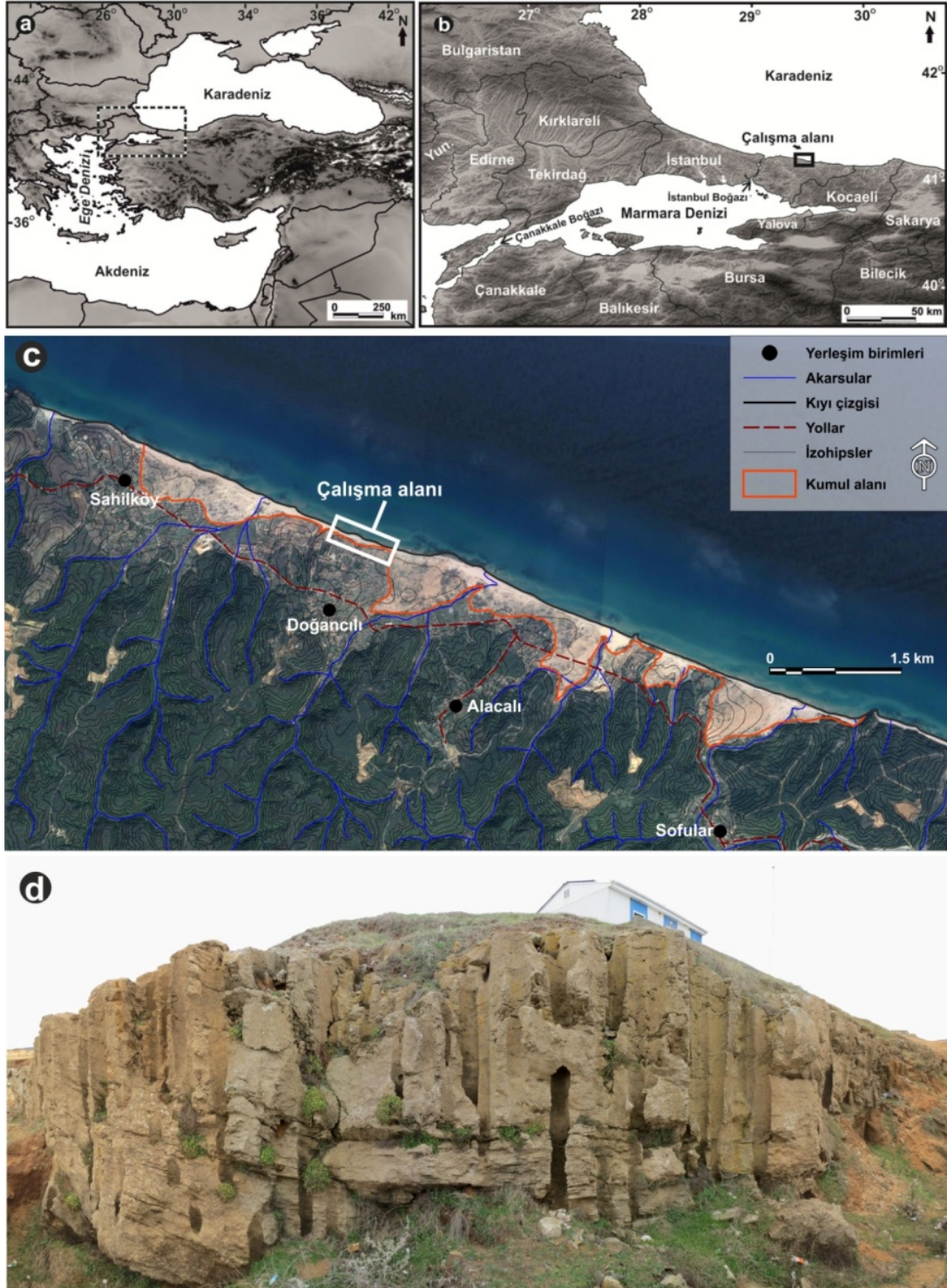
Çalışma alanı Şile ilçesinin (İstanbul) batısındaki Doğancılı yerleşmesinin kıyı kesiminde yer alan eolinit kütlesini içerir. Çalışma alanının cevresi kıyı kumullarıyla kaplıdır (Şekil 3). Kıyı boyunca 9 km uzanan bu kumullar, karaya doğru maksimum 1 km genişliğe ve toplam 2,77 km² alana sahiptir. Şile Meteoroloji İstasyonu'na ait ortalama verilere göre araştırma alanında yıllık ortalama sıcaklık 13,6°C iken, maksimum sıcaklıklar 45,2°C'ye ulaşabilmektedir. Yıllık toplam yağış miktarı ise 816 mm'dir. En yüksek yağış Aralık ayında düşerken (121 mm) yaz mevsimindeki tüm aylarda da 30 mm'nin üstünde yağış düşmektedir (Tablo 1). Araştırma alanı Thornthwaite iklim sınıflandırmasında göre B1 B'2 s b'4 harfleri ile gösterilen "nemli, orta sıcaklıkta (Mezotermal), su noksanı yaz mevsiminde ve orta derecede olan, okyanus iklimine yakın iklim" iklim sınıfı içerisinde yer alır. Köppen iklim sınıflandırmasına göre ise

tipik Akdeniz İklmi'ne karşılık gelen ve Csa harfleri ile gösterilen yazları sıcak ve kurak, kışları ılıman nemli orta enlem iklim tipine karşılık gelir (ztrk vd., 2017).

Eolien sistemleri ve eolinitler açısından en önemli iklimsel parametre rüzgar özellikleridir. Rüzgar, özellikle hızının ve kuraklığın maksimuma cıktığı dönemlerde önemli etkilere sahiptir. Maksimum rüzgar hızları açısından kasım-nisan döneminde rüzgarlar daha hızlı eserler. Yaz döneminde ise maksimum rüzgar hızlarının azaldığı görülmektedir (Tablo 1). Rüzgar yönleri açısından kış mevsiminde rüzgarların büyük bölümü N, NNE, S, SSW yönlerinden esmektedir. Bu yönlerden esen rüzgarlar toplam frekansın % 47,1'ini oluşturur (Şekil 4a). İlbaharda kuzey ve güney yönlü rüzgarların frekansında önemli bir düşüş yaşanmaktadır. N, NNE, S, SSW yönlerinden esen rüzgarlar toplam frekansın % 39,5'ini oluşturur. Bu dönemde NE yönlü rüzgarlar

belirginleşmeye başlar (% 10) (şekil 4b). Yaz mevsiminde ise güney yönlü rzgrların frekansı iyice azalmaktadır. N, NNE ve NE yönlü rzgrlar frekansın % 44,8'ini oluşturur (şekil 4c). Sonbahar mevsiminde rüzgâr frekansında güney yönlü rzgrlar tekrar belirlemeye başlar. N, NNE ve NE yönlü rzgrlar frekansın % 37,7'sini oluştururken, S ve SW yönlü rzgrlar %18,5'ini oluşturmaktadır (şekil 4d). Kuzey yönlü rzgrlar tüm yıl

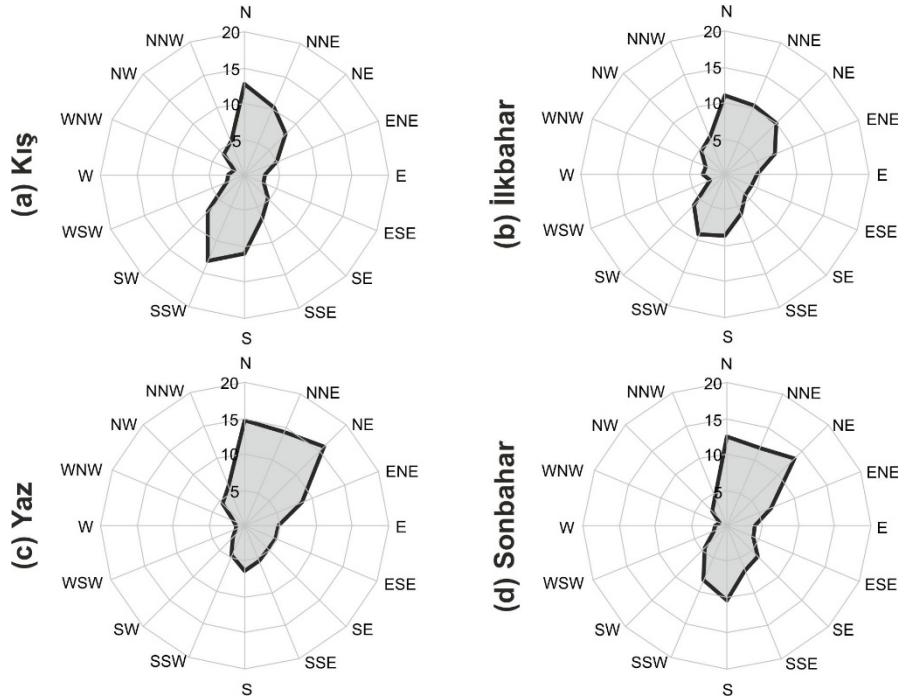
etkinliğini korurken, güney yönlü rzgrlarda, özellikle yaz mevsiminde önemli bir azalma yaşanmaktadır. Bu durum topraktaki nemin minimuma indiği kurak karakterdeki yaz mevsiminde, kumulların kuzey yönlü rzgrlar ile taşınımını kolaylaştırır. Kumulların özellikle vadi içerinde güneye doğru genişlemiş olması (şekil 3c) kuzey sektörlü rzgrların alanda etkili olduğunu destekler.



şekil 3: (a,b,c) alışma alanının lokasyonu ve (d) genel görünümü.

Tablo 1. Şile Meteoroloji istasyonuna ait bazı iklimsel parametrelerin aylık değişimi.

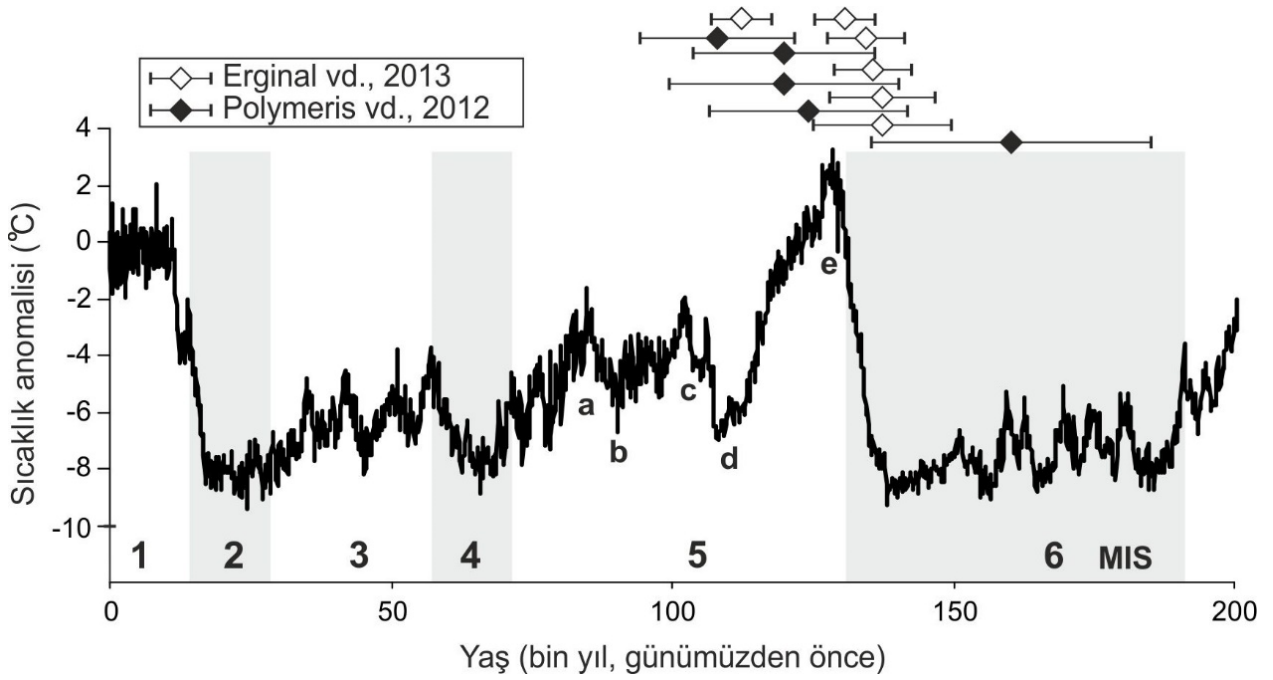
Parametreler	Aylar												Yıllık
	O	Ő	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	
Ort. Sıc. (°C)	5.5	5.5	7.1	10.9	15.4	20	22.5	22.6	19.2	15.3	11.2	7.7	13.6
Mak. Sıc. (°C)	22.2	25.6	28.8	34.5	37.3	43.2	45.2	41	37	35.6	29.3	27.3	
Min. Sıc. (°C)	-11.1	-11	-8.9	-2.3	1.5	7	10.3	10.5	6.2	1	-2.4	-6.4	
Toplam Yağış (mm)	101.4	68.3	65.9	47.5	33.1	31.2	30.2	53.5	65.2	105.6	93.4	121	816.3
Ort. Rüz. Hızı (m/sn)	4	3.9	3.5	3	2.7	2.8	3	3.3	3.4	3.6	3.6	4	3.4
Mak. Rüz. Hızı (m/sn)	39	42	36	39	30	25	30	29	30	32	36	35	

**Şekil 4:** Şile Meteoroloji İstasyonu rüzgâr yönü frekanslarının (%) mevsimlik değişimi.

EOLİNİT KÜTLESİNİN ÖZELLİKLERİ

Çalışma konusu olan eolinitler kırmızı renkli, fosilsiz ve görünür kalınlığı 2 m olan Pliosen kumlu killerin üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Polymeris vd., 2012). Görünür 5 m, jeofiziksel ölçümlere göre 8 m kalınlığa olan eolinit, birkaç cm kalınlığında sertleşmiş laminalı tabakadan oluşur. Eolinit, tamamen güneye eğimlenmiş, ooid açısından zengin tabakalardan oluşur ve CaCO₃ oranı % 65-95 arasında değişir. Ooidleri birbirine bağlayan çimento, kalsit ve aragonitten oluşur (Erginal vd., 2013). Tabaka ölçümlerine göre eolinitte egemen tabaka doğrultusu KKB-GGD iken egemen eğim yönü KD ve GB şeklindedir. Eğim değerleri ise 13°- 55° arasında değişmekle birlikte 30°-40° arasında bir yoğunluk gösterir. OSL yaşlandırmasına göre eolinit kumlarının çökeli mi MIS 6 sonu ile MIS 5e başlarında gerçekleşmiştir (Polymeris vd., 2012; Erginal vd., 2013; Şekil 5). MIS 6'da deniz seviyesi

günümüz deniz seviyesinden 125 m (Shackleton, 1987; Rohling vd., 1998), 128 m (Rabineau vd., 2006), 130 m'den daha fazla (Ferland vd., 1995) aşağıdadır. Federov (1978)'a göre ise, Karadeniz'in seviyesi yaklaşık 100 m düşmüştür. Winguth vd. (2000) ise Karadeniz seviyesinin MIS 6 maksimumunda deniz seviyesi ~-140 m civarında olduğunu belirtmiştir. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi, İstanbul Boğazı-Kefken arası batimetri haritasına (SHOD, 2000) göre bu koşullarda araştırma alanı kıyılarında deniz seviyesi 18-22 km daha açıkta bulunur. Bu durum denizel sedimentlerin taşınımı için çok geniş bir alanın rüzgâr koşullarının etkisi altına girdiğini gösterir. Tabaka eğim yönleri de taşınımın kıyıda karaya doğru yani kuzeyden güneye doğru olduğunu desteklemektedir (Erginal vd., 2013).



Şekil 5: Son 200 bin yıldaki sıcaklık anomalisi (Jouzel vd., 1987) ve çözünme borularının geliştiği eolinitlerin OSL yaşlarının denizel izotop dönemleri ile ilişkisi.

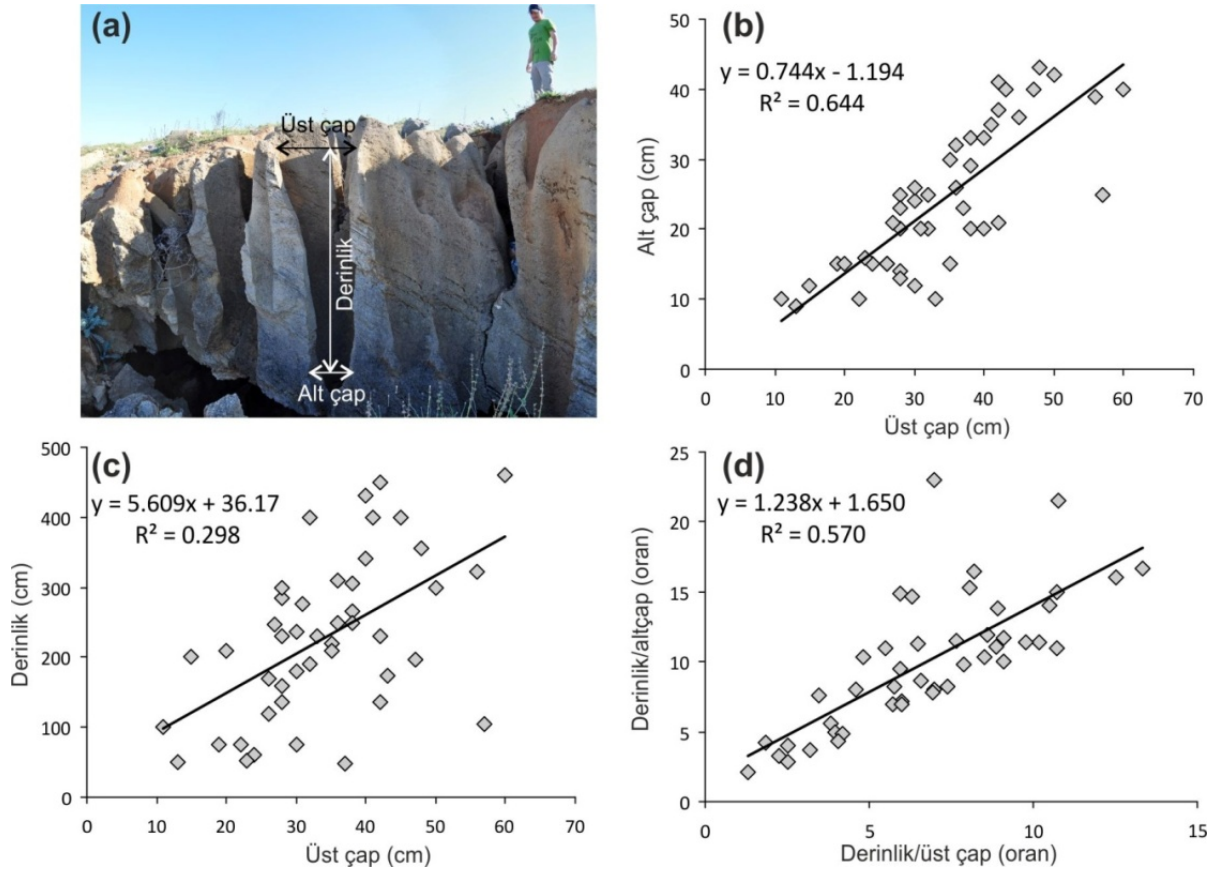
ÇÖZÜNME BORULARININ FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

Ayrışma borularında çap genişlikleri çok fazla değişkenlik göstermezken ana kayanın kalınlığına bağlı olarak en fazla değişkenlik derinlik özelliklerinde görülür. Silindirik şekillerde derinliğin çapa oranı 1/6 ile 1/50 oranında değişebilmektedir (Lundberg ve Taggarf, 1995). Ortalama 2-9 m arasında derinliğe sahip bu şekiller (Lundberg ve Taggarf, 1995; Walsh ve Morawiecka, 2001; Grimes, 2009; De Waele vd., 2011) Mozambik'te 20 m derinliğe ulaşabilmektedir (Coetzee, 1975). Çeşitli alanlarda bu şekillerin iç duvarları 1 cm'den 10 cm'ye kadar değişen kalınlıklarda kahverengimsi kireç kabuk ile kaplıdır (Morawiecka ve Walsh, 1997; Lipar vd., 2015).

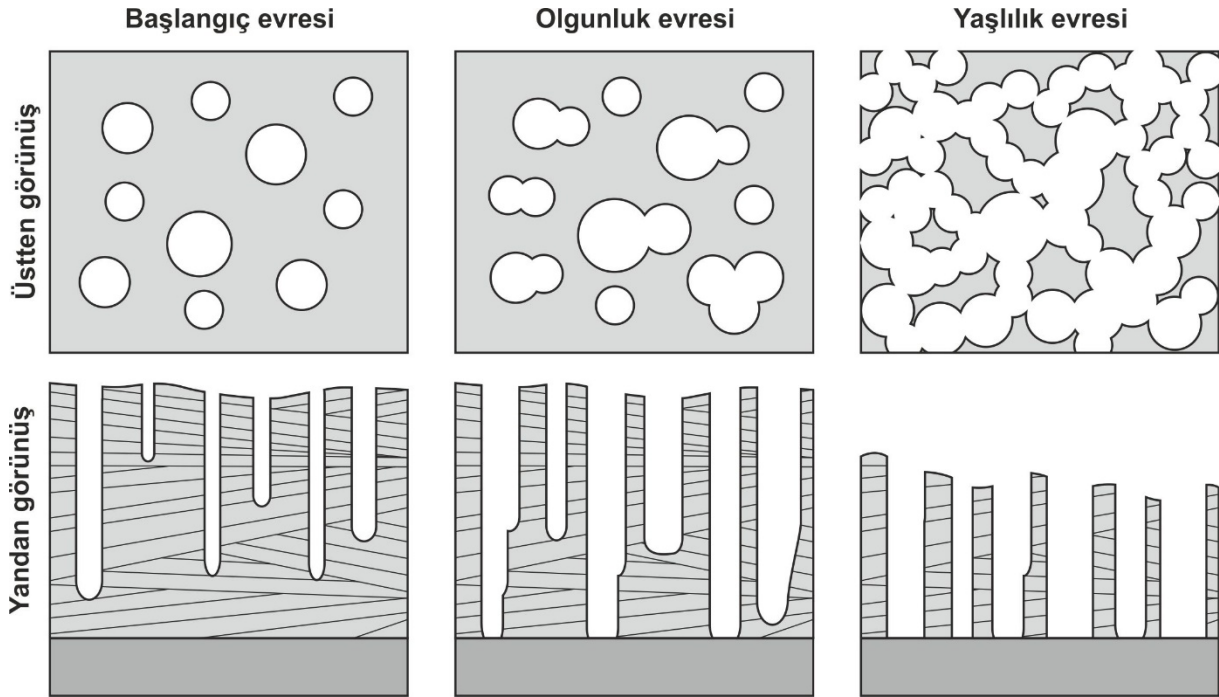
Arazi çalışması sırasında 45 şeklin derinlik, üst çap ve alt çap ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 6a). Ortalama 34 cm olan üst çap değerleri 11-60 cm, ortalama 24 cm olan alt çap değerleri 9-43 cm ve ortalama 226 cm olan derinlik değerleri 48-460 cm arasında değişir. Üst çap değerleri her zaman alt çap değerlerinden daha yüksektir ve aralarında pozitif anlamlı bir korelasyon bulunur ($r = 0.80$) (Şekil 6b). Üst çap ile derinlik değerleri

arasında da pozitif anlamlı bir korelasyon bulunur ($r = 0.54$) (Şekil 6c). Değerler arasındaki pozitif korelasyon derinlik/üst çap ve derinlik/alt çap değerleri arasında da anlamlı pozitif bir korelasyonun oluşmasına neden olmuştur ($r = 0.55$) (Şekil 6d). Bu sonuçlara göre çözünme borularının ağız kısmındaki çap oranları arttığında alt çap değerleri ve derinlik değerleri de artış göstermektedir. Çözünme boruları şekilsel olarak silindirik ile konik şekle sahiptirler.

Eolinit tabakasının kıyıya yakın kesiminde gözlenebilen bu oluşumlar, birçok alanda eolinit kütesini dikine olarak boydan boya geçmektedir. Başlangıçta çapları küçük olan bu oluşumların zamanla birleşerek daha karmaşık şekillerin oluşmasına ve en son aşamada da birbirleriyle birleşerek eolinit kütlelerinin tamamen ortadan kalkmasına neden oldukları gözlenmiştir (Şekil 7). Ayrışma borularının birleşerek kütleli parçalaması ve sivri tepeler şeklindeki kalıntılar halini alması sivri tepelikler (pinnacle) olarak adlandırılan yapının oluşmasına neden olur (Lowry, 1973; Lipar, 2009).



Şekil 6: (a) Ayrışma borularında ölçülen birimler, (b) üst ve alt çap, (c) derinlik ve üst çap, (d) derinlik/alt çap ve derinlik/üst çap değerlerinin saçılım diyagramları.



Şekil 7: Çözünme borularının gelişim evreleri.

Şekillerin gelişiminin her aşamasına ait örneklerin arazide gözlenmesi mümkündür. Kıyıya en uzak alanda ve üstünde kum örtüsünün bulunmadığı eolinitlerde çapları 30 cm'ye kadar ulaşan birbirinden bağımsız şekiller görülür (Şekil 8a). Kıyıya yaklaştıkça bu

şekillerin yoğunlukları, derinlikleri ve çapları artar. Bu yoğunluk ve çap artışı hücrelerin birleşmesi ile sonuçlanırken derinlik artışı hücrelerin tüm kütleyi boydan boy geçmesine neden olur (Şekil 8b,c,d). Gelişimin son aşamasında ise hücre yoğunluğunun

maksimuma çıkması sonucunda plaj seviyesinden yüksekte olan kütleler koparak eolinitin parçalanmasına ve kıyı çizgisinin gerilemesine neden olur (Şekil 8f). Plaj

seviyesindeki Şekiller ise eolinit kütlesini iyice ayrıştırarak eolinitin kalıntı tepelikler Şeklinde kalmasına neden olur (Şekil 8e).



Şekil 8: Çözünme borularının (a) başlangıç, (b-d) olgunluk, (e-f) yaşlılık evrelerini gösteren fotoğraflar.

SONUÇ

Denizel izotop dönemi 6 maksimumu ve 5'e tarihlendirilen eolinitlerde yoğun bir gelişim gösteren silindirik ve konik biçimli ayrışma boruları ortalama 34 cm st çap, 24 cm alt çap ve 226 cm derinliğe sahiptir. İlk olarak birbirinden bağımsız olarak oluşumuna başlayan Şekiller, zamanla birleşerek daha karmaşık Şekillerin oluşmasını sağlar. Bu birleşim kıyı çizgisine en yakın noktada ve kütlenin en yüksek merkezi kesiminde, yani

falezin hemen gerisinde eolinitin parçalanmasına neden olurken, kıydan daha uzakta bulunan ve önünde kumsalın gelişmiş olduğu daha alçak kesimlerde "pinnacle" olarak adlandırılan sivri tepeliklerin oluşmasına neden olur.

Kumların taşlaşmanın başlaması ile birlikte, eolinit istifini üzerinde gelişen seyrek bitki örtüsü, zayıf toprak örtüsü ve istifin yüzeyinde bulunan küçük çukurlukların etkisiyle yağmur

suları belirli alanlarda yoğunlaşarak kütlenin yüzeyinden tabanına doğru taşınmaya başlar. Eolinit istifı çok fazla sayıda çapraz tabakadan oluşmakla birlikte boşluk oranının fazla olması, yağmur suyunun derine doğru akışı sırasında tabakaların etkisi altında kalmadan istif içerisinde aşağı doğru hızlı bir şekilde akmasına neden olur. Boylice yağmur suyunun belirli alanlarda yoğunlaşıp derine doğru direk süzülmesinin etkisiyle gerçekleşen dikine znme sonucunda silindirik boru şekilleri gelişmiştir. Ancak hiçbir şeklin içerisinde boru yüzeyini kaplayacak şekilde kabuk yapısının bulunmaması, şekillerin düzgün biçimlere sahip olması, şekillerin içerisindeki sedimentlerin gevşek olması bu şekillerinin gelişimleri sağlayan koşullarda önemli bir değişim olmadığını gösterir.

KATKI BELİRTME

Bu alışma TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir (proje numarası: 113Y418). Katkılarından dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederiz. Ayrıca, AEE Türkiye Bilimler Akademisine TBA-GEBİP programı kapsamında sağlanan destek için teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Adams, R.A. (1983) General Guide to the Geological Features of San Salvador. In: Gerace, D. T. (ed.), *Field Guide to The Geology of San Salvador*, CCFL Bahamian Field Station, San Salvador, pp. 1-66.
- Baker, G. (1943) Features of a Victorian limestone coastline. *Journal of Geology*, 51 (6), 359-386.
- Baker, G. (1958) Stripped zones at cliffed edges along a high wave energy coast, Port Campbell, Victoria. *Proceedings of The Royal Society of Victoria*, 70, 175-179.
- Bird, E. C. F. (1970) Shore potholes at Diamond Bay, Victoria. *Victoria Naturalist*, 87, 312-318.
- Brelz, J. H. (1960) Bermuda: A partially drowned, Late Mature, Pleistocene Karst. *Bulletin of The Geological Society of America*, 71 (12), 1729-1754.
- Brooke, B. (2001) The distribution of carbonate eolianite. *Earth Science Reviews*, 55 (1-2), 135-164.
- Brunsdon, D., Doornkamp, J.C., Green, C.P. & Jones, D.K.C. (1976) Tertiary and Cretaceous

sediments in solution pipes in the Devonian Limestone of South Devon. *Geological Magazine*, 113 (5), 441-447.

- Burnaby, T. P. (1950) The tubular chalk stacks of Sheringham. *Proceedings of The Geological Association*, 61 (4), 226-241.
- Carew, J. L. & Mylroie, J. E. (1994) Geology and Karst of San Salvador Island, Bahamas. *A Field Trip Guidebook*. Bahamian Field Station, San Salvador Island, Bahamas, pp. 32.
- Caron, V., Bernier, P. & Mahieux, G. (2009) Record of Late Pleistocene (Oxygen Isotopic Stage 5) climate changes during episodes of karst development on the Northern coast of Crete: Sequence stratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277 (3-4), 246-264.
- Coetzee, F. (1975) *Solution pipes in coastal aeolianites of Zululand and Mozambique*. *Transactions of The Geological Society of South Africa*, 78, 323-333.
- Day, A.E. (1928) Pipes in the coast sandstone of Syria. *Geological Magazine*, 65 (9), 412-415.
- De Bruijn & R.G.M. (1983) Some considerations on the factors that influence the formation of solution pipes in chalk rock. *Bulletin of The International Association of Engineering Geology*, 28 (1), 141-146.
- De Waele, J., Mucedda, M. & Montanaro, L. (2009) Morphology and origin of coastal karst landforms in Miocene and Quaternary carbonate rocks along the central-western coast of Sardinia (Italy). *Geomorphology*, 106 (1-2), 26-34.
- De Waele, J., Lauritzen, S. E. & Parise, M. (2011) On the formation of dissolution pipes in Quaternary coastal calcareous arenites in Mediterranean settings. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (2), 143-157.
- Erginal, A. E., Kiyak, N. G., Ekinci, Y.L., Demirci, A., Ertek, A. & Canel, T. (2013) Age, composition and paleoenvironmental significance of a late Pleistocene eolianite from the western Black Sea coast of Turkey. *Quaternary International*, 296, 168-175.
- Fairbridge, R.W. (1950) The geology and geomorphology of point peron, Western Australia. *Journal of The Royal Society of Western Australia*, 34, 35-72.
- Fedorov, P. V. (1978) Pleistocene Ponto-Caspian (The Pleistocene of the Ponto-Caspian Region). *Trudy*

- Geologicheskogo Instituta Akademii Nauka SSSR, Nauka, Moscow.
- Ferland, M., Roy, P. & Murray-Wallace, C. (1995) Glacial lowstand deposits on the outer continental shelf of Southeastern Australia. *Quaternary Research*, 44 (2), 294–299.
- Frebourg, G., Hasler, C., Le Guern, P. & Davaud, E., (2008) Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites. *Facies*, 54 (2), 175–191.
- Greenly, E. (1901) On sandstone pipes in the Carboniferous limestone at Dwlban Point. *Geological Magazine*, 7 (1), 20-24.
- Grimes, K. G. (2004) Solution pipes or petrified forests? Drifting sands and drifting opinions! *The Victorian Naturalist*, 121 (1), 14-22.
- Grimes, K. G. (2009) Solution pipes and pinnacles in syngenetic karst. In: Ginès, A. Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W., (eds.) *Karst Rock Features: Karren Sculpturing*, Založba ZRC, Ljubljana, pp. 513-523.
- Herwitz, S.R. (1993) Stemflow influences on the formation of solution pipes in Bermuda eolianite. *Geomorphology*, 6 (3), 253-271.
- Jennings, J.N. (1968) Syngenetic karst in Australia. In: Williams, P. W., Jennings, J. N. (eds.) *Contributions to the Study of Karst*, Australian National University, Canberra, pp. 41–110.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. & Petrov, V.M. (1987) Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329, 403-408.
- Lipar, M. (2009) Pinnacle syngenetic karst in Nambung National Park, Western Australia. *Acta Carsologica*, 38 (1), 41-50.
- Lipar, M., Webb, J.A., Whit, S.Q. & Grimes, K.G., (2015) The genesis of solution pipes: Evidence from the Middle–Late Pleistocene Bridgewater Formation calcarenite, southeastern Australia. *Geomorphology*, 246, 90–103.
- Livingston, W. (1944) Observations on the structure of Bermuda. *Geographical Journal*, 104 (1-2), 40-48.
- Lowry, D.C. (1973) *Origin of the Pinnacles*, Nambung, WA: Australian Speleological Foundation Newsletter, 62, pp. 7–8.
- Lundberg, J. & Taggarf, B. E., 1995. Dissolution pipes in northern Puerto Rico: An exhumed paleokarst. *Carbonates and Evaporites*, 10 (2), 171-183.
- Marsico, A., Selleri, G., Mastronuzzi, G., Sansò, P. & Walsh, N. (2003) Cryptokarst: A case-study of the Quaternary landforms of Southern Apulia (Southern Italy). *Acta Carsologica*, 32 (2), 147-159.
- McLaren, S. (2004) Aeolianite. In: Andrew S. Goudie (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 11-12.
- Morawiecka, I. (1993) Palaeokarst phenomena in the Pleistocene raised beach formations of the South West Peninsula of England. Preliminary report. *Kras / Speleologia*, 7, 79–91.
- Morawiecka, I. & Walsh, P. (1997) A study of solution pipes preserved in the Miocene limestones (Staszów, Polska). *Acta Carsologica*, 26 (2), 337-350.
- Öztürk, M.Z., Çetinkaya, G., & Aydın, S. (2017) Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre Türkiye'nin iklim tipleri. *Coğrafya Dergisi*, 35, 17-27.
- Petrus, K. & Szymczak, P. (2015) Influence of layering on the formation and growth of solution pipes. *Frontiers in Physics*, 3, 92.
- Polymeris, G.S., Erginal, A. E. & Kiyak, N.G. (2012) A comparative morphological, compositional and TL study of Tenedos (Bozcaada) and Şile aeolianites, Turkey. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 12 (2), 117-131
- Prouty, J.S. & Lovejoy, D.W. (1992) Remarkable cylindrical solution pipes in Coquina south of Baffin Bay, Texas. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 42, 599-606.
- Rabineau, M., Berne, S., Olivet, J. L., Aslanian, D., Guillocheau, F. & Joseph, P. (2006) Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshore-line position during glacial maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252 (1-2), 119–137.
- Rohling, E., Fenton, M., Bertrand, F., Ganssen, G. & Caulet, J. (1998) Magnitudes of sea level lowstands of the past 500,000 years. *Nature*, 394, 162–165.
- Rudnicki, J. (1980) Karst in coastal areas - development of karst processes in the zone of mixing of fresh and saline water (with special reference to Apulia, Southern Italy). *Studia Geologica Polonica*, 65, 9–59.
- Shackleton, N. (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6 (3-4), 183–190.
- Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) 2000. *İstanbul Boğazı-Kefken Arası Batimetri Haritası*.
- Walkden, G. & Davis, J. (1983) Polyphase erosion of

- subaerial omission surfaces in the Late Dinantian of Anglesey, North Wales. *Sedimentology*, 30 (6), 861-878.
- Walsh, P. & Morawiecka, I. (2001) A dissolution pipe palaeokarst of mid-Pleistocene age preserved in Miocene limestones near Staszów, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 174 (4), 327–350.
- Webb, G.E. (1994) Paleokarst, paleosol, and rocky-shore deposits at the Mississippian-Pennsylvanian unconformity, northwestern Arkansas. *Geological Society of America Bulletin*, 106 (5), 634-648.
- West, I. M. (1973) Carbonate cementation of some Pleistocene temperate marine sediments. *Sedimentology*, 20 (2), 229–249.
- Willems, L., Rodet, J., Fournier, M., Laignel, B., Dusar, M., Lagrou, D., Pouclet, A., Massei, N., Dussart-Baptista, L., Compere, P. & Ek, C. (2007) Polyphase karst system in Cretaceous chalk and calcarenite of the Belgian-Dutch border. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51 (3), 361–376.
- Winguth, C., Wong, H. K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G., Krugliakov, V.V. & Podshuveit, V. (2000) Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 167 (1-2), 127–146.
- Wright, V.P. (1983) The polphase karstification of the Carboniferous Limestone in South Wales. In: Sweeting, M. M., Paterson, K. (eds.) *New Trends in Karst Geomorphology*. Geo-Abstracts, Norwich, pp. 569-580.
- Yehle, L.A. (1954) Soil tongues and their confusion with certain indicators of periglacial climate. *American Journal of Science*, 252 (9), 532–546.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches



© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader


E - ISSN: 2667 - 4238

Derleme / Review

SÜPER VOLKANLAR VE KÜRESEL ETKİLERİ

Super volcanoes and global effects

Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU

Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih - Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara - Türkiye
yigitbasioglu@gmail.com  <https://orcid.org/0000-0003-0661-070X>

Makale Tarihiçesi

Geliş 12 Mayıs 2018
Düzenleme 19 Temmuz 2018
Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 12 May 2018
Received in revised form 19 July 2018
Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Volkanlar, Süper volkanlar, küresel etki

Keywords

Volcanoes, Super volcanoes, global effect

Atıf Bilgisi / Citation Info

Yiđitbaőiođlu, H. (2018). Süper volkanlar ve küresel etkileri, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 2018 (1): 80-86

ÖZET

Süper volkanlar çok büyük miktarda magmanın püskürtüldüğü süper püskürmeler yapabilen volkanik alanlardır. Bu büyük püskürmelerden geriye çökme sonucu oluşan bir kaldera kalmaktadır. Püskürtülen büyük miktarda materyal dünyada geniş alanları etkilemektedir. Örneğin, Toba volkanının külleri Grönland buzul sondajlarında bulunmuştur. Bu büyük püskürmeler yakın çevrelerine çok büyük zarar verirken küresel boyutta sıcaklık azalmasına neden olmaktadır. Bununla beraber, süper püskürmeden sonra yeterli bir süre geçince verimli topraklar oluşmakta ve çok sayıda sıcak su kaynağı ile jeotermal alan meydana gelmektedir.

ABSTRACT

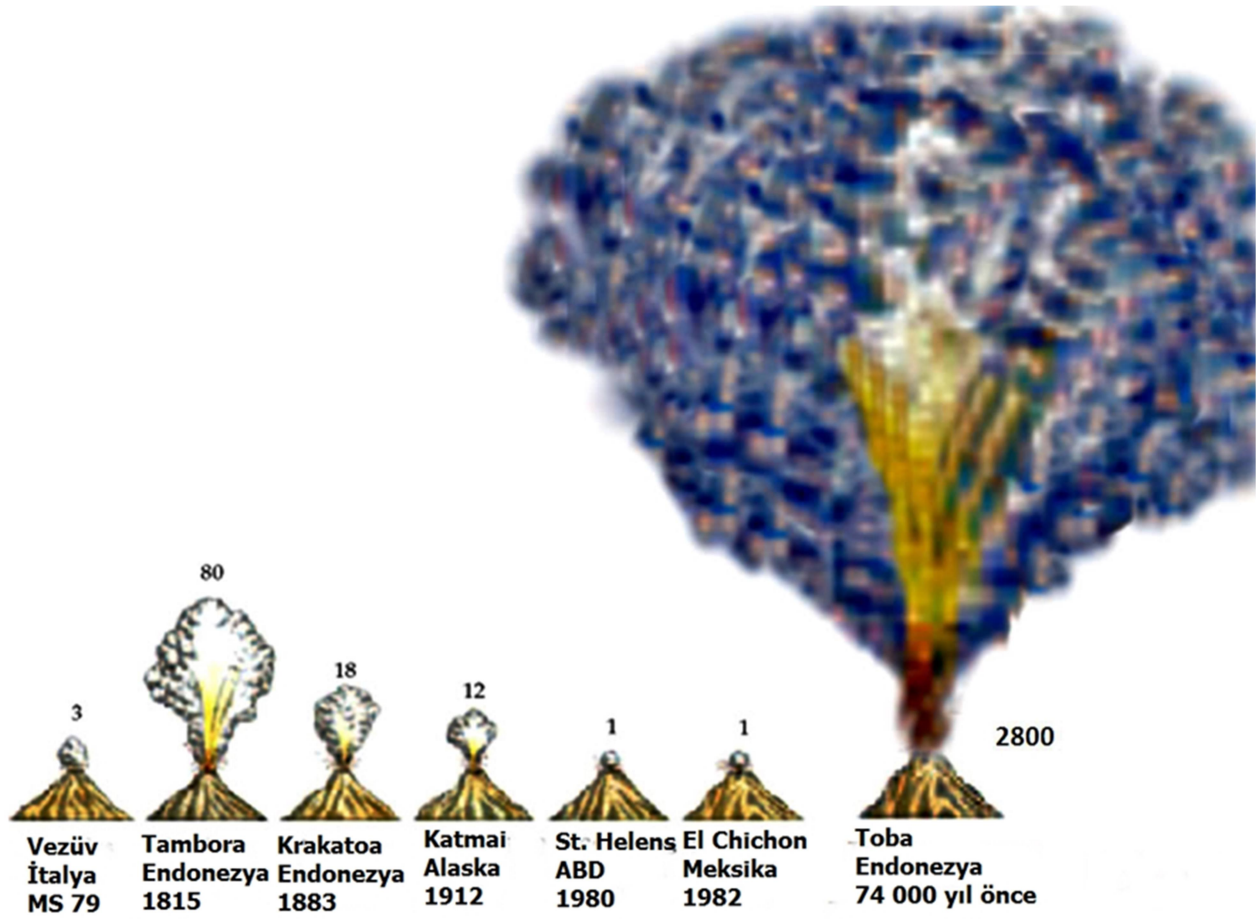
Super volcanoes are volcanic areas capable of super-eruptions where the magma is ejected in very large quantities. These large eruptions are left behind by a caldera formed as a result of the collapse. The large amount of material that is sprayed affects large areas in the world. For example, the ashes of the Toba volcano were found in the Greenland glacier cores. These large eruptions cause great damage to nearby environments, causing a decreasing in temperature at the global dimension. However, after a super-eruption, generally fertile soils are formed and the geothermal field is formed by a large number of hot water springs.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tüm hakları saklıdır. All rights reserved.

GİRİŐ

Süper volkan” terimi ilk kez 2000 yılında BBC tarafından hazırlanan bir belgeselde kullanılmıştır. Bu terim, dünyada tarihsel çağlardan önce oluşmuş ve büyük miktarda volkanik materyal püskürtülen patlamaları ifade etmektedir. Süper volkanların püskürmeleri ise “süper püskürme” olarak

tanımlanabilir. Bu tip volkanik patlamalar uzun aralıklarla gerçekteştiği için yazının bulunuşundan beri gözlenen bir süper püskürme olmamıştır. Bir volkanın bu sınıflandırma içinde yer alması için püskürttüğü materyalin kütlelerinin en az 10^{15} kg veya başka deyişle yaklaşık 450 km^3 magma ya da 1000 km^3 piroklastik materyale eşdeğer olması gerekmektedir (Harris, B.,2008:221) (Şekil 1).



Şekil 1: Geçmişteki önemli volkanik püskürmeler ve bu püskürmelerle atmosfere fırlatılan piroklastik materyal miktarı km³ cinsinden gösterilmiştir (www.historum.com sitesinden değiştirilerek alınmıştır).

Vokanik püskürmelerin büyüklüğünün tanımlanması için çoğunlukla Volkanik Eksplozyon İndeksi (VEİ) kullanılmaktadır. Deprem büyüklüğünün saptanmasında kullanılan Richter ölçeği gibi, logaritmik özelliğe sahip olan VEİ oluşan erüpsiyon sütununun ulaştığı yükseklik ve püskürtülen magma miktarına göre hesaplanmaktadır. Buna

göre, 10¹⁵ – 10¹⁸ kg magma püskürtülen bir volkanik patlamanın VEİ değeri 8 dir. 28 milyon yıl önce K.Amerika'daki La Garita kalderasında oluşan ve oldukça kalın bir tuf tabakası oluşturan püskürmenin VEİ değeri 9 dur. Ancak, son birkaç milyon yıl içerisinde gerçekleşen püskürmelerin en yüksek değeri 8 olmuştur (Tablo 1).

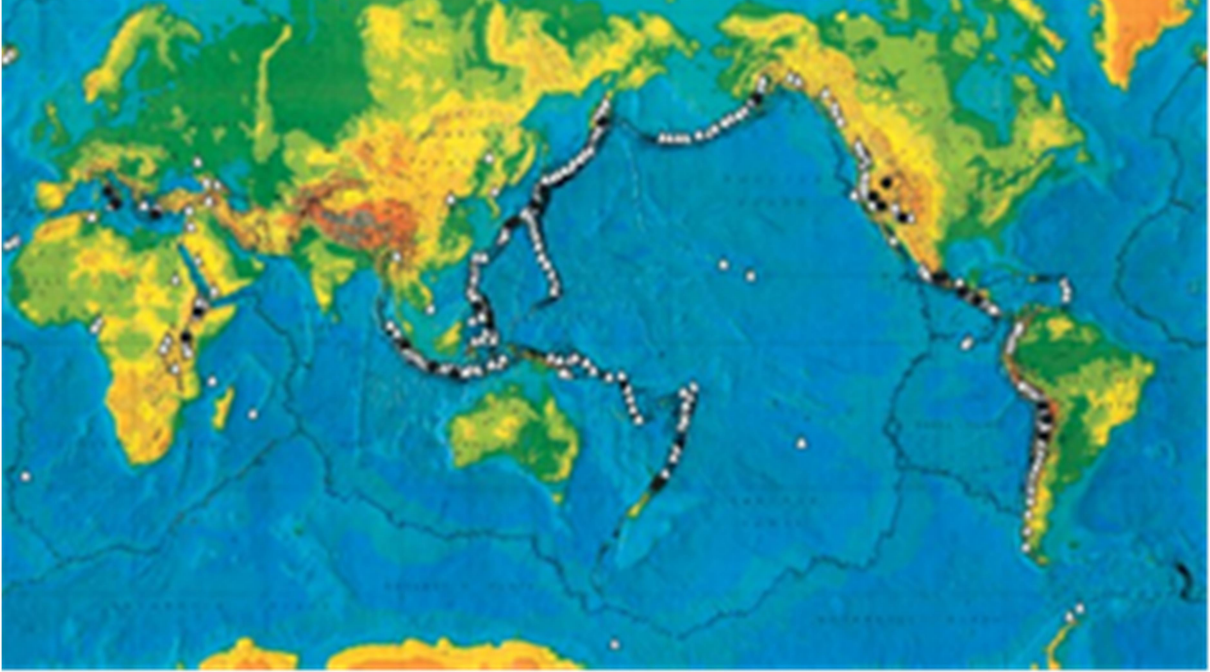
Tablo 1: Volkanik Eksplozyon İndeksi (VEİ) (Miller, Wark, 2008: 12)

VEİ	Erüpsiyon sütununun yüksekliği (km)	Püskürtülen materyalin hacmi (km ³)	Püskürme frekansı	Örnek püskürme
0	<0.1	>~10 ⁻⁶	Günlük	Kilauea, Hawaii
1	0.1 - 1	>~10 ⁻⁵	Günlük	Stromboli, İtalya
2	1 - 5	>~10 ⁻³	Haftalık	Galeras, Kolombiya, 1993
3	3 - 15	>~10 ⁻²	Yıllık	Nevada del Ruiz, Kolombiya, 1985
4	10 - 25	>~10 ⁻¹	Her 10 yılda	Soufriere Tepeleri, Batı Hint Adaları, 1995
5	>25	>~1	Her 50 yılda	St. Helens, ABD, 1980
6	>25	>~10	Her 100 yılda	Pinatubo, Filipinler, 1991
7	>25	>~100	Her 1000 yılda	Tambora, Endonezya, 1815
8	>25	>~1000	Her 10.000 - 100.000 yılda	Süper püskürmeler: Toba, Endonezya, 74.000 yıl önce

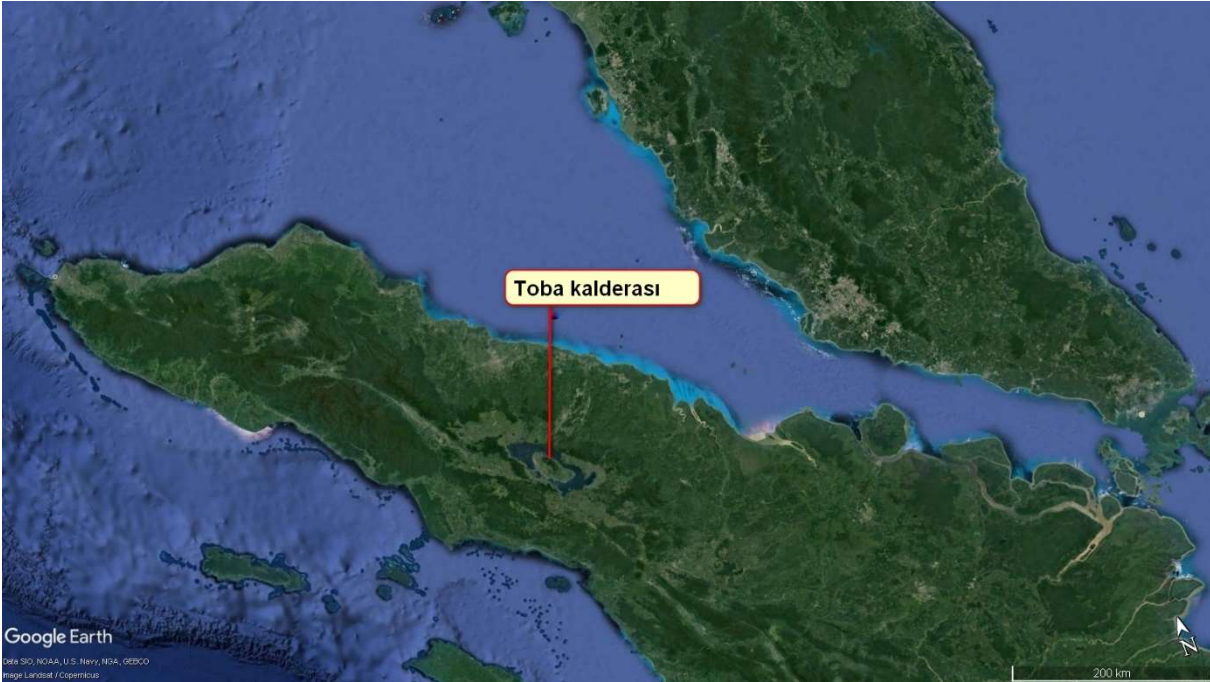
SÜPER VOLKAN VE SÜPER PÜSKÜRMENİN ÖZELLİKLERİ

Bir volkanın süper volkan olarak tanımlanması için en az bir kere süper püskürme gerçekleştirmiş olması gerekmektedir. Süper volkanların dünya üzerindeki dağılımı göz

önüne alındığında iki alanda toplandıkları görülmektedir. Bunlardan biri çarpışan levha sınırları diğeri ise kıtasal levhaların iç kesimlerindeki genişleme bölgeleridir (Harris,2008) (Şekil 2).



Şekil 2: Jeolojik geçmişte püsküren süper volkanlar siyah noktalarla, aktif volkanlar ise beyaz noktalarla gösterilmiştir (Harris, 2008;222).



Şekil 3: Endonezya'da Sumatra adasındaki Toba kalderası (Google Earth)

Bir süper volkanın püskürmesi kaldera oluşumu ile sona erer. Başka bir deyişle süper volkanlar stratovolkanlarda olduğu gibi tipik bir volkan

konisi oluşturmazlar. Çoğunlukla yarı dairesel, çok geniş kalderalar meydana gelir. Sumatra'daki Toba kalderası dünyadaki en

büyük kalderadır ve genişliği 100 km ye ulaşır (şekil 3).

Bu tip çok geniş kalderaları oluşturan volkanik etkinlikler doğadaki büyük afetlerdir ve ancak dünyaya bir göktaşı çarpmasının etkisi ile karşılaştırılabilirler. St. Helens'den 1980 yılında püskürtülen 1 km³ kadar materyalin püskürtülmesi sonucunda 2 km genişliğinde bir alan çökmüştür. Bu volkanın 950 km doğusunda yaklaşık 600 000 yıl önce gerçekteşen bir püskürmede ise 1000 km³ süngertaşı ve kül fışkırmıştır. Bu olay sonucunda uzunluğu 70 km genişliği ise 40 km ye varan bir kaldera oluşmuştur. Bu boyutlarda kalderaların büyüklükleri uydu görüntülerinde belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Anadolu'ya en yakın süper volkan ise İtalya'daki Campi Flegrei'dir (İng: Phlegraean Fields).

Süper volkanların püskürmesindeki en önemli faktör magmanın bileşimidir. Yüksek SiO₂ değerine sahip, akıcılığı fazla olmayan buna karşılık yüksek oranda su içeren, asidik karakterdeki magmadan kaynaklanan püskürmeler çok şiddetli olmaktadır. Bir plütunun (magma haznesinin) üst kısmında magma 700 - 1000° C sıcaklıktadır ve çoğunluğu subuharı olan erimiş gazlarla doygun durumda yani hipomagma halindedir. Volkanizma öncesi kıtasal kabuk içerisinde yükselen magma yüzeyden 4 - 5 km derinde bir plütun (magma haznesi) meydana getirir. Bu durum yüzeyde bir dom oluşumuna yol açar, bu oluşum yüzey kayalarında gerilime yol açar ve bu gerilim daha sonra kalderayı oluşturan çökme üzerinde önemli bir rol oynar. Magma yeryüzüne doğru yükselirken çoğunluğu su buharı olan gazlar yüzeyden yaklaşık 1 km derinde, basıncın azalmasıyla birlikte magmada kabarcıklar oluşturmaya başlar, bu oluşum aynen bir gazoz şişesinin açılmasına benzer. Piromagma haline dönüşmüş olan magmadan, gazların hızla ayrılmaya başlaması patlamalara yol açar ve magma parçalanarak süngertaşı ve boyutları mikrondan metreye kadar değişen büyük miktarda piroklastik materyali meydana getirir, böylece süper püskürme gerçekteşir. 28 milyon yıl önce, bugünkü La Garita kalderasını oluşturan süper püskürmede yaklaşık 5000 km³ materyal püskürtülmüştür. Bu miktardaki piroklastik materyalin günümüzde

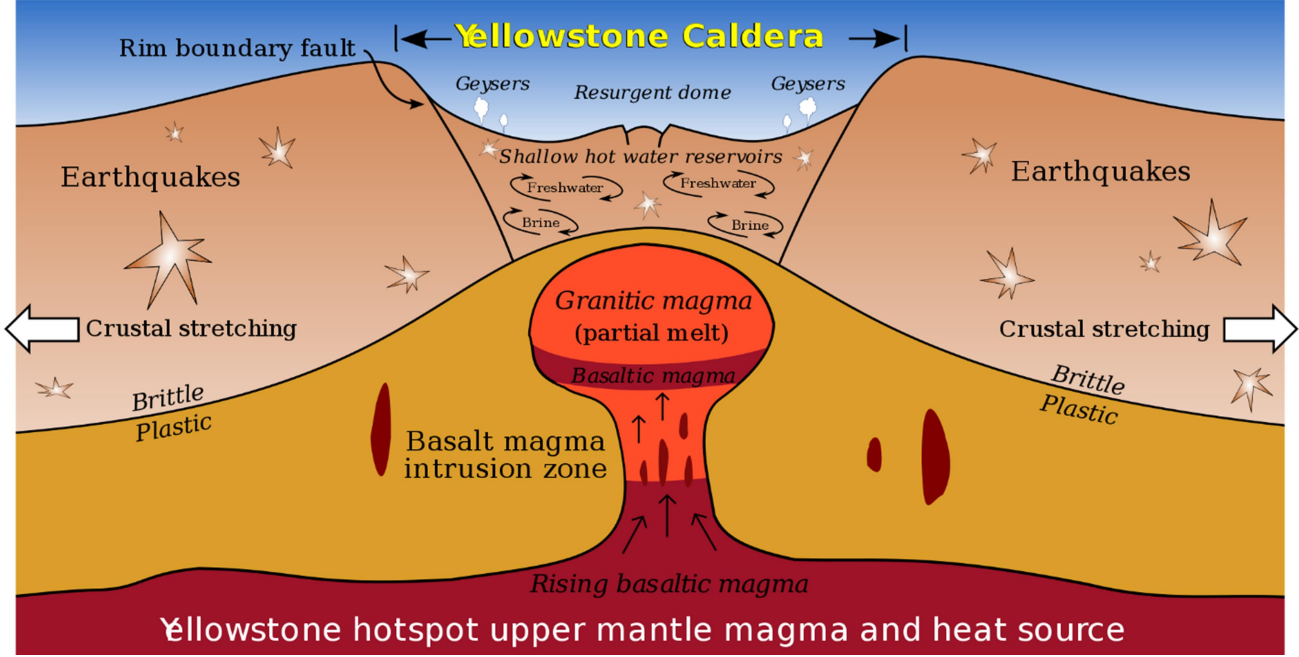
püskürtülürse Amerika Birleřik Devletleri'ni 1,5 metre kalınlıkta külle kaplayabilir. Toba volkanının 74 000 yıl önceki püskürmesinde çıkan büyük miktardaki volkan külü, Hint Okyanusu'nun tabanında bir tabaka oluşturmuştur. Deniz dibi sondajlarında bulunan bu tabakanın kalınlığı volkandan 2000 km uzakta bile 10 cm'dir (Yiğitbaşıoğlu, 2000). Bir süper volkandan püskürtülen sıcak piroklastik materyal önce kendi hızıyla atmosferde yükselir ancak hızın azalması yükselişi yavaşlatır, bu durumda hala sıcak olan materyal çevresindeki havayı ısıtarak konvektif akımlar oluşmasına yol açarak yükselmeyi devam ettirir. Atmosferde 35 km yüksekliğe kadar ulaşabilen bir erüpsiyon sütununu oluşturan materyal kül yağışı veya piroklastik akıntı yoluyla yeryüzüne geri döner. Dünyadaki en yıkıcı güçlerden biri olan piroklastik akıntı volkan çevresinde 150 km mesafeye kadar ulaşabilir. Yaklaşık 80 mikron çapa sahip olan partiküller havada birkaç saat asılı kalabilirler, 10 mikrondan küçük tanecikler ise 100 günden fazla süre havada kalabilirler ve milyonlarca km² lik alana yayılabilirler. 1982 yılında Meksika'da püsküren El Chichón volkanı, atmosferde 25 km ye kadar yükselen erüpsiyon sütunu oluşturmuştur. Kül bulutu 20 gün içerisinde Ekvator dairesine yakın bir hat üzerinde dünyayı çevrelemiştir.

Bir süper volkan püskürmesinden sonra oluşan büyük kalderaların bazıları sularla doldurularak göl haline getirilmiştir. Bazı kalderalarda, çoğunlukla orta kesimlerinde olmak üzere tekrar bir yükselme görülebilir. Resurjans adı verilen bu olay önceki püskürmede boşalan magma haznesine yeniden magma dolması ile gerçekteşir. Bu tip kalderalara resurjant kaldera denilmektedir. Bu yükselme bazen büyük boyutlara ulaşabilir. Örneğin, Toba kalderasındaki 640 km² yüzölçümüne sahip Samosir adası resurjansla yükselerek günümüzdeki görünümüne kavuşmuştur (Yiğitbaşıoğlu, 2000). Resurjans yavaş gelişen ve 200 000 yıldan fazla süren bir hareket olmakla beraber yeni bir süper püskürmenin de habercisidir. En tanınmış resurjant kaldera ABD'deki Yellowstone kalderasıdır.

Yellowstone yaklaşık olarak her 600 000 yılda bir süper püskürme gerçekteşirmektedir. Son süper püskürmenin üzerinden ise yaklaşık 630

000 yıl geçmiştir. Ancak, Yellowstone'da olan her püskürme süper püskürme şeklinde olmamaktadır, 632 000 yıl önceki süper püskürmeden sonra büyüklüğü daha az olan püskürmeler de olmuştur, bunlardan sonuncusu ise 70 000 yıl öncedir. Dünyadaki gayzerlerin %75'inin Yellowstone kalderasında yer alması, çok sayıda sıcak su kaynağı ve fumarol magmatik etkinliğin kanıtlarıdır.

Jeofizik araştırmalara göre Yellowstone kalderasının tabanının altında 8 km derinlikte büyük bir magma haznesi yeniden dolmaktadır ve bu nedenle kaldera tabanı 3 yıl içinde 23 cm yükselmiştir (https://www.ntv.com.tr/turkiye/dev-yanardag-zaman-uyanacak,m8eVxIBF_EiXsREqGYB57Q?_ref=infinite).



Şekil 4: Yellowstone kalderasının şematik kesiti

(Kaynak: <https://www.popularmechanics.com/science/environment/a28593/crystals-hold-timing-secrets-of-yellowstone-supervolcano>)

SÜPER VOLKANLARIN KÜRESEL ETKİLERİ

Bir süper püskürmenin yakın çevresindeki etkileri katastroftir ancak bunun ötesinde küresel boyutta etkileri de bulunmaktadır. Jeolojik açıdan yakın gelecekte süper püskürme yapması beklenen başlıca süper volkanlar ABD'deki Yellowstone ve İtalya'daki Campi Flegrei alanıdır. 74 000 yıl önce Sumatra adasındaki Toba'nın süper püskürmesi sonucu 3000 km³ e yakın magma püskürtüldü. Büyük olasılıkla, püskürme alanına 350 km mesafe içindeki tüm canlılar yok oldu. Bu alandaki yıkımın başlıca sorumlusu piroklastik akıntılar ile kül ve süngertaşı yağışıdır. Küresel sıcaklıklar ise birkaç yıl boyunca düşük kaldı ve etkileri birkaç yüzyıl devam etti (Papagianni, Morse: 175 – 176, 2017). Bazı bilim insanlarına göre Toba'nın püskürmesinden sonra o dönemde yaşayan

insan sayısında büyük bir azalma gerçekleşmiştir, şişeboynu etkisi denilen bu ani azalmanın neredeyse insan türünü ortadan kaldıracakı düşünülmektedir. Toba'nın püskürmesinden önceki sıcak ve nemli iklim özellikleri ile temsil edilen OIS 5'den (Oxygen Isotope Stage - Oksijen izotop dönemi) hızla soğuk bir dönem olan OIS 4'e geçilmiştir (<http://www.andamans.org/toba-through-the-bottleneck-and-human-evolution/>). Başka bir deyişle, patlamanın hemen ardından 1000 yıl boyunca, dünya son buzul maksimumundan daha soğuk bir dönem yaşadı, bu dönemde insan nüfusunun 10 000'e kadar azaldığı ve ancak Afrika'da ekvator çevresindeki dar alanlarda varlıklarını koruyabildikleri düşünülmektedir (http://www.bradshawfoundation.com/stanley_ambrose.php). 39 000 yıl önce Campi Flegrei'deki süper püskürmede ise Toba'dan daha az magma püskürtülmüş ama etkileri

Asya'ya kadar uzanmıştır. Bu püskürmenin sonrasında kuzeyden çok sayıda aysberg Atlas Okyanusu'na girerek Heinrich olayını meydana getirmişlerdir.

Süper volkanların püskürmelerinin küresel iklimi etkilemeleri konusunda en önemli etken atmosfere püskürtülen SO₂ gazının havadaki nemle birleşerek oluşturdukları H₂SO₄ (Sülfürik asit) damlacıklarıdır. Bu damlacıklar iki yolla etki yapmaktadırlar, bunlardan biri kısa dalga boyundaki radyasyonu dağıtma veya yansıtarak albedoyu arttırma diğerisi ise radyasyonu absorbe etme yoluyla olmaktadır. Stratosferin alt kesiminde aerosol bulutu radyasyonu absorbe etmekte, üst stratosferde ise güneşten gelen radyasyonu geri yansıtılmaktadır. Bu nedenle yeryüzünde küresel bir soğuma ortaya çıkmaktadır. Bu damlacıklar aynı zamanda ozon tabakasında da incelmeye neden

olmaktadır. Bir süper volkandan çok daha az magma püskürtmelerine rağmen Tambora, El Chichon ve Pinatubo volkanlarının püskürmelerinde ortalama sıcaklıklarda düşüşler görülmüştür (Harris, 2008). Bunun yanı sıra, görünür ışık aralığında kırmızı ve turuncu rengi oluşturan dalga boyundaki ışınlar bu aerosol bulutundan geçebilmekte ancak mavi ve mor rengi oluşturan dalga boyundaki ışınlar yansıtılmaktadır. Bu nedenle, büyük volkan püskürmelerinden sonraki yıllarda gün doğumları ve gün batımlarının normalden çok daha kırmızı ve etkileyici olduğu bilinmektedir. 1883 yılındaki Krakatoa volkanının püskürmesinden sonra özellikle Avrupa'da sanatçılar bu güzel görünümde çok etkilenmişlerdir. Norveçli ressam Edvard Munch'un en tanınmış resmi olan Çığlık adlı eserindeki arka plan o dönemi yansıtır (şekil 5).



şekil 5: Munch'un Çığlık adlı tablosu, arka plandaki kıvıllığın nedeni Krakatoa volkanının 1883 yılındaki püskürmesinde atmosfere yayılan kükürtdioksittir.

SONUÇ

Süper volkanlar dünyada en büyük yıkıma yol açan volkanik etkinlikleri gerçekleştirirler. Çevrelerindeki birkaç yüz kilometrelik alanda yaptıkları ilk etkiden sonra atmosfere püskürttükleri piroklastik materyal ve özellikle kükürt içeren gazlar küresel sıcaklıklarda büyük düşmelere neden olmaktadır. Bu sıcaklık azalmaları bazı koşullarda 1000 yıl kadar sürmektedir. Bununla beraber, süper volkanların olumlu sayılabilecek özellikleri de bulunmaktadır. Öncelikle, süper volkan

püskürmeleri uzun aralıklarla gerçekleşmektedir. Püskürmeyi takip eden dönemde bazı tarımı yapılan bitkiler tarafından tercih edilen verimli topraklar oluşmaktadır. Ayrıca, mineral bakımından zengin sıcak su kaynakları ve gerek ısıtmada gerekse enerji üretiminde kullanılacak jeotermal alanların oluşmasını sağlamaktadırlar. Bu alanlardaki özellikler biyolojik çeşitliliğinde artmasında etkili olmaktadır.

KAYNAKLAR

Harris, B. (2008) *The Potential Impact of Supervolcanic Eruptions on the Earth's Atmosphere*, Weather, Vol:63, No:8, 221-225.

<http://www.andamans.org/toba-through-the-bottleneck-and-human-evolution/>

http://www.bradshawfoundation.com/stanley_ambrose.php

https://www.ntv.com.tr/turkiye/dev-yanardag-ne-zaman-uyanacak,m8eVxIBF_EiXsREqGYB57Q?_ref=infinite

Miller, C.F, Wark, D.A. (2008) *Supervolcanoes and Their Explosive Supereruptions*, Elements (4) 11-15.

Papagianni, D, Morse, M.A. (2017) *Neanderthal*, Trend yayınevi.

Yiğitbaşıoğlu, H. (2001) *Volkanlar*, Bilim Yayıncılık.

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

TRAKYA YARIMADASI'NIN JEOMORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

Geomorphometric Features of Thrace Peninsula

Emre ÖZŞAHİN^a & İlker EROĞLU^b

^a Namık Kemal Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Tekirdağ - Türkiye
eozsahin@nku.edu.tr <https://orcid.org/0000-0001-8169-6908> (sorumlu yazar / corresponding author)

^b Namık Kemal Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Tekirdağ - Türkiye
ieroglu@nku.edu.tr <https://orcid.org/0000-0003-4601-024X>

Makale Tariğesi

Geliş 09 Mayıs 2018
 Düzenleme 19 Temmuz 2018
 Kabul 28 Eylül 2018

Article History

Received 09 May 2018
 Received in revised form 19 July 2018
 Accepted 28 September 2018

Anahtar Kelimeler

Jeomorfometri, Topoğrafya, Trakya Yarımadası

Keywords

Geomorphometry, Topography, Thracian Peninsula

Atıf Bilgisi / Citation Info

Özşahin, E. & Eroğlu, İ. (2018). Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özellikleri, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 2018 (1): 87-98

ÖZET

Jeomorfometri, yeryüzünün topoğrafyasına ait özellikleri çeşitli türden ölçümler sayesinde matematiksel veya istatistiksel yöntemlerle açıklamaya çalışan analitik-kartoğrafik bir yaklaşımdır. Yerbilimleri alanında artan teknik imkânlar ve CBS (Coğrafı Bilgi Sistemleri) tekniklerinin yaygınlaşması sayesinde önem kazanan bu yaklaşım, topoğrafyanın dijital sunumunu oluşturan SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) sayesinde daha pratik bir şekilde uygulanmaktadır. Böylece hem somut verilere ulaşılmakta hem kaliteli ve güvenilir sonuçlar elde edilmekte hem de analitik yorumlar yapılabilir. Bu çalışmada, daha detaylı ve yeni bir perspektiften Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özelliklerinin ana çizgileriyle açıklanması amaçlanmıştır. Çalışma, hem Avrupa'nın ve Türkiye'nin jeomorfolojik özelliklerinin anlaşılmasına, hem de Trakya Yarımadası'nın jeomorfolojik oluşum ve gelişimine önemli katkılar sunmaktadır. Çalışma kapsamında, topoğrafyanın anlaşılmasına yönelik olarak yükselti, eğim, yarılma derecesi, hipsometrik eğri ve integral gibi başlıca morfometrik analizler ve amaca göre belirlenen indis hesaplamaları kullanılmıştır. Bu bağlamda yapılan analizler, CBS tekniklerine dayalı olarak 5 m çözünürlüğündeki SYM kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu maksatla yararlanılan SYM, özellikle ulusal literatürdeki jeomorfometri çalışmalarında şu ana kadar kullanılmış en yüksek çözünürlüklü veri setidir. Ayrıca çalışmanın analiz çıktıları, gerekli görülen alanlarda arazi çalışmalarıyla kontrol edilmiştir. Jeomorfometrik analiz sonuçlarına göre yükselti farkının 1031 m olduğu Trakya Yarımadası, 155.68 m ortalama yükseltiye ve % 3.7 ortalama eğime sahip düz ve düze yakın topoğrafya özellikleri göstermektedir. Ayrıca iç büyük bir hipsometrik eğrinin varlığına yol açan topoğrafik koşullar, 0.15 hipsometrik integral değeriyle olgun bir karakterdedir. Bu bulgular, Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özellikleri bakımından Türkiye genelinden ve Anadolu Yarımadası'ndan oldukça farklı olduğuna işaret etmektedir.

ABSTRACT

Geomorphometry is an analytical-cartographic approach that tries to explain the features concerning the topography of earth through mathematical and statistical methods by various measurements. Gaining importance in recent years because of increased technical facilities and GIS (Geographic Information Systems) techniques becoming widespread in earth sciences, this approach has a more practical application thanks to DEM (Digital Elevation Model), providing the digital presentation of topography. In this way, concrete findings are reached; quality and sound results are obtained; and analytical interpretations can be made. The purpose of this study is to outline the geomorphometric features of the Thracian Peninsula from a more elaborated and new perspective. The study makes important contributions to understanding both the geomorphologic features of Europe and Turkey and the geomorphologic formation and development of the Thracian Peninsula. Within the scope of the study, main morphometric analyses including elevation, slope, incision level,

hypsometric curve, and integral were made, and index calculations fit for the purpose were carried out to understand the topography of the area. Such analyses were conducted by use of 5 m resolution DEM based on GIS techniques. DEM, used for the said purpose, is the highest resolution dataset used so far in geomorphometric studies, especially in those conducted in Turkey. The analysis results obtained in the study were checked with field surveys conducted in the areas where they were considered necessary. According to the geomorphometric analysis results, the Thracian Peninsula, where rise is 1031 m, has smooth and close to smooth topographic features with an average elevation of 155.68 m and an average slope of 3.7%. In addition, topographic conditions, leading to the existence of a concave hypsometric curve, have a mature character with a hypsometric integral value of 0.15. These findings show that the Thracian Peninsula is quite different from Turkey as a whole and the Anatolian Peninsula in terms of geomorphometric features.

© 2018 Jeomorfoloji Derneği. Tüm hakları saklıdır. All rights reserved.

GİRİŐ

Topoğrafya, yeryüzündeki doğal sistemlerin işleyişini kontrol eden anahtar bir faktördür (Summerfield ve Hulton, 1994; Montgomery ve Brandon, 2002; Das vd., 2016). Topoğrafik özelliklerin daha iyi bir şekilde açıklanması ve bu özelliklerin doğal sistemlerle ilişkisinin ise daha doğru bir şekilde kurulması için, çeşitli türden nicel analizlere ihtiyaç vardır (Pike, 2000; Lague vd., 2003; Phillips, 2006; 2009; Ahmed vd., 2010). Dolayısıyla yeryüzünün topoğrafik özelliklerinin sayısal olarak ifade edilmesi için (Chorley, 1957; Mark ve Smith, 2004), matematiksel veya istatistiksel yöntemlere dayalı olarak yapılan bu tür analizlerin bilimi de jeomorfometri olarak tanımlanmıştır (Pike, 1995, 2000; Rasemann vd., 2004). Teorik ve uygulamalı jeomorfoloji arasındaki çalışma alanında kalan (Özşahin, 2015) ve yakın zamanda jeomorfolojinin en önemli araçlarından biri olan (Bekaroğlu, 2013) jeomorfometri, topoğrafyanın dijital sunumunu oluşturan SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) kullanılarak elde edilen özelliklerin bilgisayar ortamında düzenlenmesini konu olarak analitik-kartoğrafik bir yaklaşımdır (Tobler, 1976, 2000).

Yerbilimleri alanında artan teknik imkânlar ve CBS (Coğrafı Bilgi Sistemleri) tekniklerinin yaygınlaşması sayesinde önem kazanan bu yaklaşım, farklı çözünürlükteki SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) verileri sayesinde daha pratik bir şekilde uygulanmaktadır. Böylece hem kaliteli ve güvenilir sonuçlar elde edilmekte hem de detaylı ve analitik yorumlar yapılabilmektedir. Ayrıca gerek topoğrafyanın

ve doğrudan da yerşekillerinin özellikleri, oluşumu ve gelişimi konusunda daha somut verilere ulaşılmakta gerekse mekânsal planlamalarda daha sağlıklı sonuçlar alınmaktadır.

Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özelliklerinin açıklanmasını daha detaylı ve güncel bir perspektiften ele alan bu çalışma, hem Avrupa'nın hem de Türkiye'nin jeomorfolojik özelliklerinin anlaşılmasına katkı sağlayacağı için önem arz etmektedir. Aslında bugüne kadar Türkiye'nin tamamının jeomorfometrik özelliklerini konu alan çalışmalar yapılmıştır (Tanoğlu, 1947; Bilgin, 1957a; 1957b; Oakes, 1958; Tunçdilek, 1969; 1985; Erol, 1983; 1989; Erinç, 1993; Elibüyük ve Yılmaz, 2010; Koç ve Kesmen, 2010; Koç, 2013; Atalay, 2017). Saha büyüklüğü, malzeme, mevcut teknoloji ve teknik nedenlerden dolayı bu çalışmaların genelinin çok detaylı bir şekilde hazırlanmadığı söylenebilir.

Diğer yandan Trakya Yarımadası dâhilinde yapılmış çalışmalar ise daha çok genel jeomorfolojik özelliklerin açıklanmasına yöneliktir (Ardel, 1956; 1957; 1960; Chaput, 1974; Erinç vd., 1985; Dönmez, 1990; Altın, 2000; Ertek, 2011). Bununla birlikte Kurter vd. (1985), Trakya Yarımadası'nın tamamını yüzölçümü ve yükselti basamakları açısından incelemişlerdir. Bu çalışma, ulusal literatürde şu ana kadar kullanılmamış çözünürlükte büyük ölçekli (1:10.000) bir veri seti üzerinden yürütülmüş olup, daha önceki çalışmalarda elde edilemeyen detayda sonuçlar sunmayı amaçlaması bakımından önceki çalışmalardan

ayrılmaktadır. Aynı zamanda bu alışma, Trakya Yarımadası ölçeğinde mikro morfolojik analizler konusunda gerçekleştirilmiş ilk araştırma örneği olarak değerlendirilebilir. Çalışma kapsamında üretilen veriler, evvelce Türkiye'nin morfometrik özelliklerinin açıklanmasına yönelik elde edilmiş sonuçlar Trakya Yarımadası dâhilinde kıyaslanıp, kontrol edilmiştir. Yine bu alışma, Trakya Yarımadası'ndaki topoğrafyanın ve yerşekillerinin oluşum ve gelişiminin daha detaylı bir şekilde açıklanması bakımından da öneme sahiptir.

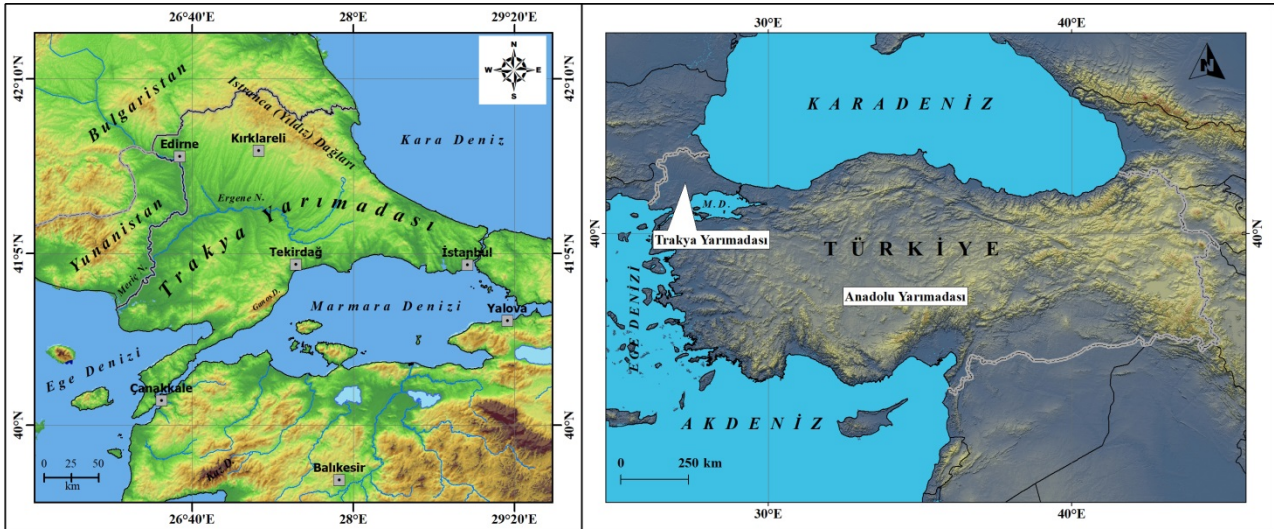
İNCELEME ALANININ KONUMU VE GENEL

ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanı, Türkiye'nin öncelikle Avrupa kıtasındaki daha sonra da Balkan Yarımadası'ndaki uzantısını oluşturan Trakya Yarımadası'dır (şekil 1). $26^{\circ}02'02'' - 29^{\circ}08'23''$

Bu çalışmadaki en büyük sınırlılık, elde edilen verilerin Trakya Yarımadası bütünündeki sonuçları anlamlandıracak örnek bir model alanda tekrarlanmaması olmuştur. Ancak kendi bütününde etkin bir CBS kullanımına örnek teşkil eden bu çalışma doğrudan eski araştırma sonuçlarını kıyaslamaya yönelik bir şekilde hazırlanmıştır. Dolayısıyla bu tarz bir karşılaştırmaya yönelik girişimin ayrı bir çalışma olarak sunulması daha yerinde olacaktır. Bu durumda hem bir ihtiyacı karşılayacak hem de etkin bir yerel örnek teşkil edecektir.

doğu boylamları ile $40^{\circ}01'29'' - 42^{\circ}07'04''$ kuzey enlemleri arasında kalan bu saha, esasında Avrupa kıtasının doğu uzantısını teşkil etmektedir (şekil 1).



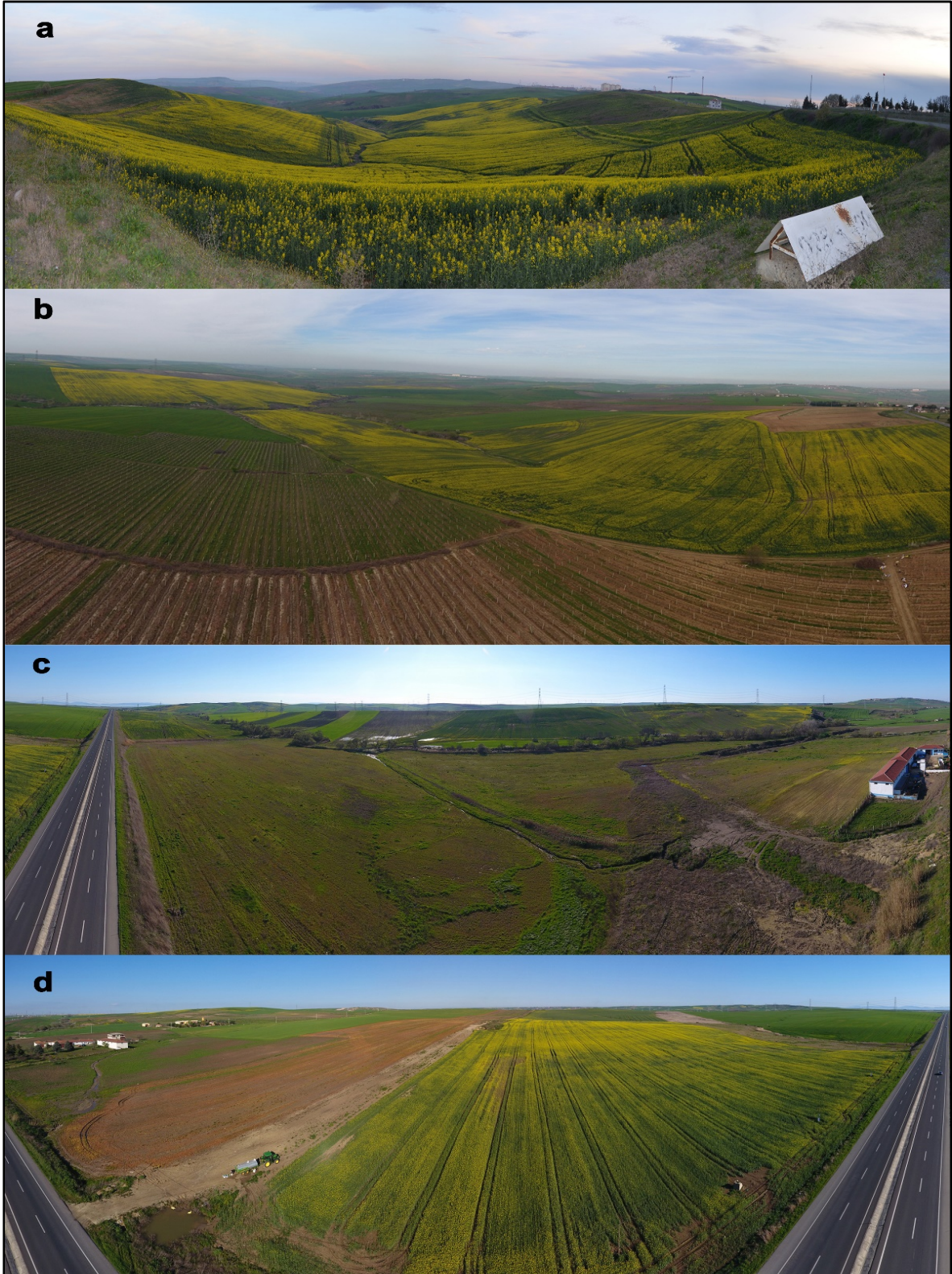
şekil 1. İnceleme alanının lokasyon haritası

İnceleme alanında Prekambriyen'den günümüze kadar süren geniş bir zaman aralığında oluşmuş farklılık gösteren litolojik birimler yayılış göstermektedir. Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında bulunduğu için tektonik açıdan oldukça etkin olan bu saha, Neotektonik hareketlerin kontrolünde şekillenmiştir. Başta Ergene Nehri ve kolları olmak üzere irili ufaklı birçok akarsuyun oluşturduğu aşındırma ve biriktirme faaliyetleri neticesinde inceleme alanındaki ana jeomorfolojik özellikler belirlemiştir. Bu bağlamda flüvyal etken ve süreçler vasıtasıyla meydana gelmiş hâkim topoğrafik yapıyı oluşturan plato rölyefi de

ortaya çıkmıştır (şekil 2). Ayrıca dalga ve volkanizma ile ayrışma etkinliği neticesinde oluşmuş farklı topoğrafya şekillerinin bulunduğu bu sahada, son yıllarda insan etkisiyle meydana gelmiş antropojenik yerşekillerine de rastlamak mümkündür. Sıcaklık koşullarında güneyden kuzeye belirgin bir düşüşün görüldüğu inceleme alanında, kıyılarda daha nemli iklim koşulları hüküm sürerken, iç kesimlerde daha karasal şartlar etkili olmaktadır. Doğrudan iklim üzerinde yönlendirici olan bu koşullar, dolaylı olarak toprak ve bitki örtüsünün gelişim şartlarını etkilemiştir. İnceleme alanında ana çizgileriyle

değinilen bütün bu doğal faktörler, değişik ölçülerde de olsa nispeten topoğrafyanın genel

karakterinin şekil kazanmasında rol oynamıştır.



şekil 2. İnceleme alanının farklı kesimlerine ait plato rlyefinden görünümler (a: Tekirdağ civarı, b: Muratlı civarı, c-d: Çorlu civarı)

VERİ VE YÖNTEM

Trakya Yarımadası'nın jeomorfometrik özelliklerinin ana çizgileriyle ele alındığı bu

Çalışma kapsamında, topoğrafyanın anlaşılmasına yönelik olarak yükselti, eğim, yarıлма derecesi, hipsometrik eğri ve integral gibi başlıca morfometrik analizler ve amaca

göre belirlenen indis hesaplamaları kullanılmıştır.

Çalışmadaki analizler, CBS yazılımlarından biri olan ArcGIS/ArcMAP 10.5 paket programı kullanılarak 5 m çözünlüğündeki SYM verisine dayalı bir şekilde gerçekleştirilmiştir. Yükselti ve eğim analizleri, ilgili CBS programında yer alan Spatial Analyst modülüyle yapılmıştır. Yarılma derecesi, inceleme alanı kapsayan grid sistemde yer alan her birim alanda bulunan en yüksek ve en alçak noktalar arasındaki farkın metre (m) cinsinden hesaplanmasıyla tespit edilmiştir. Hipsografik eğri, SYM verisinin CBS programındaki Area and Volume Statistics modülü yardımıyla 50 m yükselti aralığı dikkate alınarak belirlenmiştir. Daha sonra elde edilen sonuçlar üzerinden de hipsometrik integral değeri hesaplanmıştır. Çalışmanın

hesaplama aşamaları, Microsoft Office Excel 2016 yazılımıyla gerçekleştirilmiştir.

Elde edilen çalışma bulguları, araştırma sonuçlarıyla kıyaslanmıştır. Kıyaslama sırasında daha önceki araştırma sonuçları arasında görölen farklılıklar göz ardı edilmiş veya ulaşılan bulgular literatüre göre düzenlenmiştir. Aslında hem bu çalışma hem de diğer çalışmalardan elde edilen veriler arasında ortaya çıkan bütün bu farklılıkların temeli, yapılan analizler esnasında yararlanılan veri tabanları veya çözünlüğüünün boyutunun farklı olmasından kaynakladığı düşünölmektedir (Bilgin, 1957a: 142; Koç, 2013: 454). Ayrıca çalışmanın analiz çıktıları, gerekli görölen alanlarda arazi çalışmalarıyla da kontrol edilmiştir. Tüm bu aşamalardan sonra elde edilen malzemeler düzenlenerek, çalışma metni kaleme alınmıştır.

BULGULAR VE TARTIşMA

Son yıllarda çeşitli yöntem ve teknikler kullanılarak gerçekleştirilen jeomorfometrik uygulamalar sayesinde topoğrafik özelliklere yönelik birçok açıklayıcı bilgi elde edilmektedir. Konu ve alan bakımından farklılık gösterse bile topoğrafik özelliklerin izahında bazı jeomorfik indislere daha sık bir şekilde başvurulmaktadır (Cürebali ve Erginal, 2007). Bu çalışmada, jeomorfometri çalışmalarında ağırlıklı olarak kullanılan yükselti, eğim, yarılma derecesi, hipsometrik eğri ve integral gibi başlıca jeomorfik indisler değerlendirilmiştir.

Yükselti

En alçak noktası deniz seviyesi olan inceleme alanının, en yüksek noktası Yıldız (Istranca) Dağları üzerinde yer alan Mahya Tepedir (1031 m). Buna göre yükselti farkının 1031 m olduğu inceleme alanının ortalama yükselti ise 155.68 m'dir (şekil 3).

Bu çalışma kapsamında tespit edilen yükselti değerleri, daha önceki çalışmalarda hem Trakya Yarımadası hem de Türkiye genelinde üretilmiş verilerle karşılaştırıldığında çok anlamlı sonuçlara ulaşılmaktadır (Tablo 1; 2).

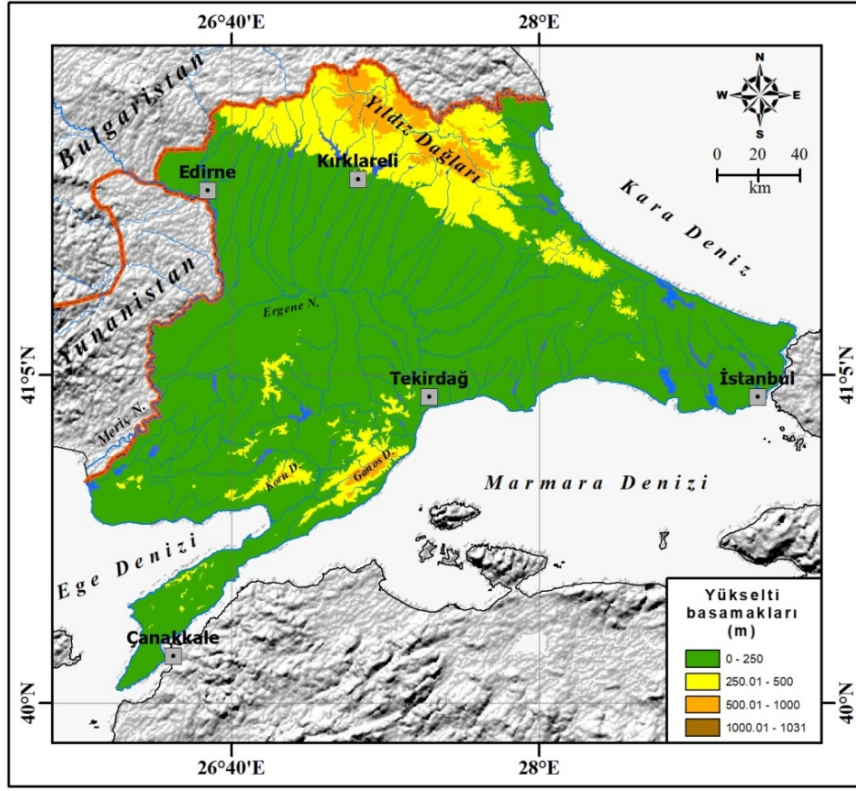
1:25.000 ölçekli topoğrafya haritaları üzerinden yapılmış hesaplamalara göre ortalama yüksekliğin 159.06 m olduğu Trakya

Yarımadasında, 0-250 m yükselti basamağı % 82.7, 250-500 m yükselti basamağı % 14.1 ve 500-1000 m yükselti basamağı ise % 3.2 oranında alana sahiptir. Ayrıca Yıldız (Istranca) Dağları'nın zirve noktası, 1000 m'nin üzerinde olmasına rağmen, yükselti basamaklarının oranını değiştirmez (Kurter vd., 1985: 56).

Trakya Yarımadasının yükselti durumu Türkiye geneli ile karşılaştırıldığında ise daha ilginç bir tablo ortaya çıkmaktadır. Zira yükselti kuşaklarına göre Türkiye için bildirilen değerlerin oranı 1000 m'nin üzerinde artarken, inceleme alanında tam tersi bir durum hâkimdir. Nitekim inceleme alanında rakım arttika yükselti basamaklarının kapladığı alan daralmaktadır (Tablo 1). Keza 0-250 m yükselti kuşağındaki oran Türkiye'de % 10-11 civarında iken, Trakya Yarımadası'nda % 82.9 değerindedir (Tablo 1). Ayrıca Trakya yarımadası hem Türkiye geneline hem de Anadolu Yarımadası'na kıyasla daha düşük bir ortalama yüksekliğe sahiptir (Tablo 2). Dolayısıyla Türkiye karasına nazaran Trakya Yarımadası'ndaki yükselti değerleri genel olarak daha düşüktür. Koç (2013: 440) yükselti basamaklarında Anadolu ve Trakya yarımadaalarında görölen bu farklılığın temel nedeninin topoğrafya şartlarındaki değişimlerle alakalı olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanındaki yükselti değerlerinin ağırlıklı olarak 250 m'nin altında kalmasından kaynaklanan bu durum, aynı zamanda sahadaki topoğrafyanın deniz seviyesine yakın bir karakterde olduğuna da işaret etmektedir. Bu

nedenle Kurter vd. (1985: 56) Trakya Yarımadasının yüksek olmayan alçak düzlük ve daha ziyade platolardan meydana gelmiş bir blok şeklinde karakterize etmişlerdir.



Şekil 3. İnceleme alanının yükselti basamakları haritası

Tablo 1. Türkiye ve Trakya Yarımadası'nın yükselti basamakları verilerinin karşılaştırılması

Lokasyon	Türkiye						Trakya Y.	
	Tanoğlu, 1947		BPD (Atalay, 2017'den)		Elibüyük ve Yılmaz, 2010		Bu çalışma	
Yükselti basamakları (m)	Alan (km ²)	Oran (%)	Alan (km ²)	Oran (%)	Alan (km ²)	Oran (%)	Alan (km ²)	Oran (%)
0-250	79254	10.4	88892	11.4	82897	10.8	19768	82.9
250-500	53912	7.1	53721	6.9	54268	7.1	3271	13.7
500-1000	201999	26.6	196324	25.2	189249	24.6	814	3.4
1000->	424777	55.9	441639	56.6	443031	57.6	0.4	0.002
TOPLAM	759942	100	780576	100	769445	100	23854	100

Tablo 2. Türkiye, Anadolu ve Trakya yarımadalarnın ortalama yükseklikleri

Literatür	Ortalama Yükseklik (m)			
	Türkiye	Anadolu Y.	Trakya Y.	Trakya Y. (Bu çalışma)
Tanoğlu, 1947	1132	1162	180	155.68
Koç, 2013	1140.6	1171.6	159.8	

Eğim

Eğim, topoğrafyanın genel karakteri, jeomorfolojik yapının çözümlenmesi ve yerşekillerinin tespiti bakımından önemli bir

parametredir. İnceleme alanında, hem iç hem de dış kuvvetlerin yaptığı etki sonucunda birbirinden farklı eğim değerleri meydana gelmiştir (Şekil 4). Bu durum morfolojinin de şekillenmesinde belirleyici olmuştur. İnceleme

alanındaki eğim özelliklerini daha anlamlı kılmak adına, Türkiye'nin genel topoğrafyasını karakterize eden verilerle kıyaslamaya gidilmiştir (Tablo 3). Ancak daha önce yapılmış çalışmalardaki eğim sınıfları birbirini tutmadığı

için ilgili eserler yayın tarihleri dikkate alınarak eskiden yeniye doğru düzenlenmiş ve inceleme alanındaki eğim sınıfları da buna uygun bir şekilde gruplandırılmıştır (Tablo 3).

Tablo 3. Türkiye ve Trakya yarımadası'nın eğim sınıfları verilerinin karşılaştırılması

Tunçdilek, 1969		Türkiye		Trakya (Bu alışma)	
Eğim sınıfları (%)	Tanımlama	Alan (km²)	Oran (%)	Alan (km²)	Oran (%)
0-5	Düz ve hafif eğimli	65846	8	10929	46
5-10	Orta eğimli, hafif dalgalı	100386	13	4830	20
10-15	çok eğimli	125909	16	2760	12
15'den fazla	Dik eğimli	487864	63	5064	21
Toplam		780005	100	23584	100
Oakes, 1958		Türkiye		Trakya (Bu alışma)	
Eğim sınıfları (%)	Tanımlama	Alan (km²)	Oran (%)	Alan (km²)	Oran (%)
0-1	Düz	62428	8	5798	25
1-3	Hafif eğimli	25105	3	2580	11
3-8	Eğimli	48361	6	5753	24
8-15	çok eğimli	15938	2	4388	19
15-40	çok dik eğimli	264862	34	4306	18
40'tan fazla	Haşın, sarp arazi	351813	46	758	3
Toplam		768507	100	23584	100
Elibüyük ve Yılmaz, 2010		Türkiye		Trakya (Bu alışma)	
Eğim sınıfları (%)	Tanımlama	Alan (km²)	Oran (%)	km²	%
0-1	Düz Yüzeyler	4805	1	5798	25
1-2	Hafif Eğimli Düz Yüzeyler	49175	7	1263	5
2-5	Hafif eğimli yüzeyler	104957	14	3868	16
5-10	Eğimli yüzeyler	130194	18	4830	20
10-20	Orta eğimli yüzeyler	178982	25	4409	19
20-50	çok eğimli yüzeyler	218387	30	3076	13
50-100	çok çok eğimli yüzeyler	39014	5	335	1
100->	Dike yakın eğimli yüzeyler	702	0,1	5	0,02
Toplam		726216	100	23584	100

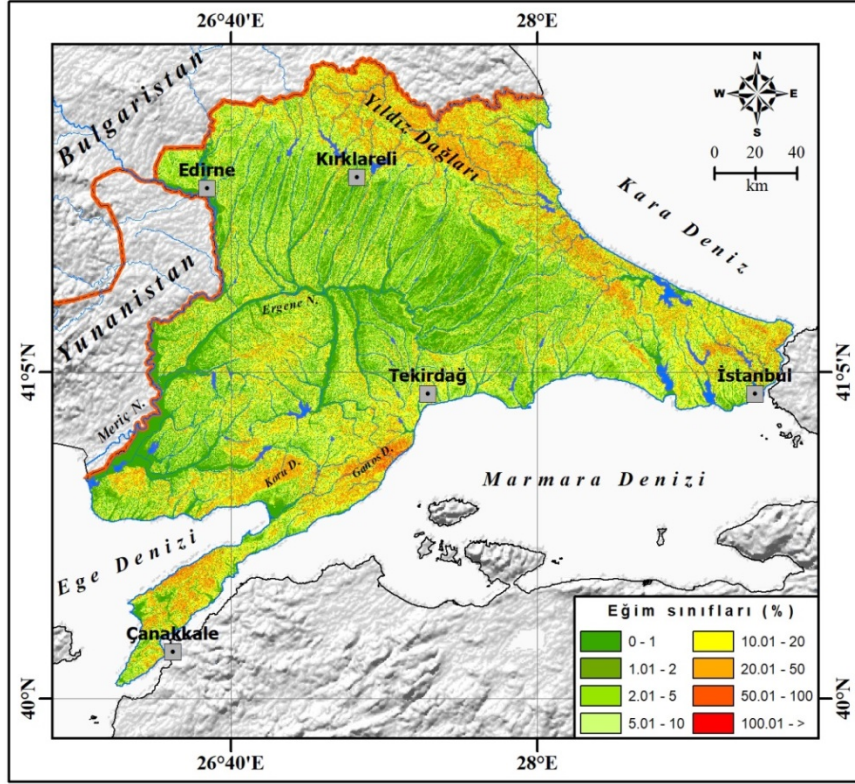
Ortalama eğiminin (% 3.7) oldukça düşük olduğu inceleme alanı, düz ve düze yakın şeklinde tanımlanabilecek karakterde bir topoğrafik eğime sahiptir (Tablo 3). Nitekim sahadaki eğim sınıflarının oransal dağılışları da bu yargıyı desteklemektedir. Ayrıca bu değer, Türkiye'nin eğim sınıflarına kıyasla oldukça küçük orandadır (Tablo 3). Zira Türkiye'de eğim değerleri oransal olarak % 15'nin üzerindeki eğim sınıflarında ağırlık kazanmıştır (Elibüyük ve Yılmaz, 2010: 34; Koç, 2013: 447). Dolayısıyla hesaplanan eğim verileri, Türkiye arazisinin aksine inceleme alanındaki topoğrafyanın oldukça düz bir karakterde olduğunu kanıtlamaktadır.

Yarılma derecesi

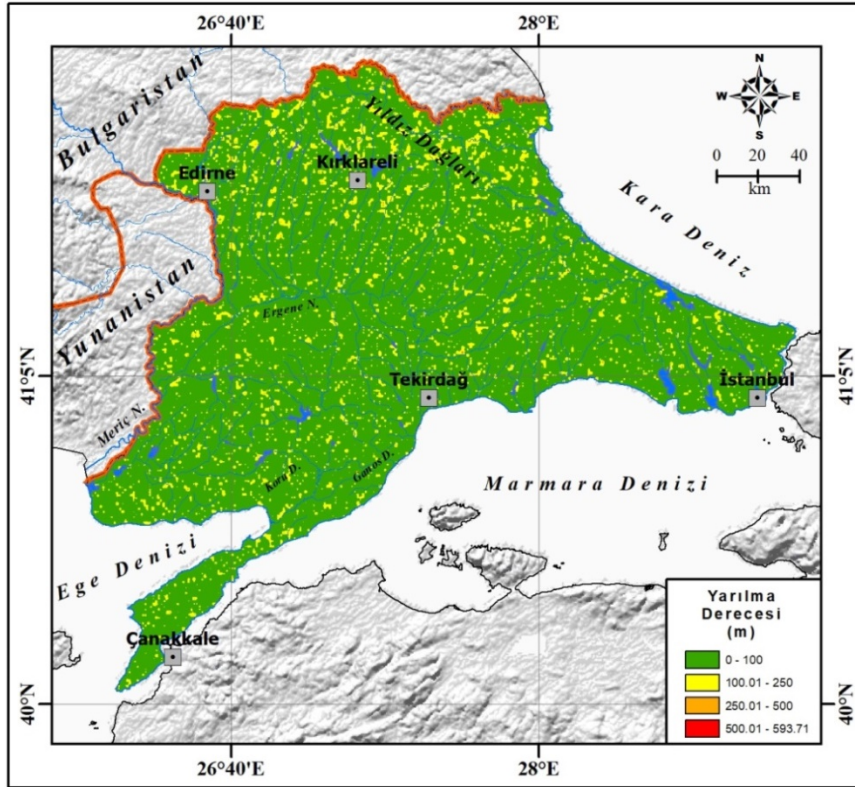
Yarılma derecesi veya topoğrafik rölyef, belirli bir grid sistemi içinde yer alan herhangi bir

alandaki minimum ve maksimum yükselti farkını yansıtmaktadır (Smith, 1935; Qui vd., 2017). Topoğrafyanın dış kuvvetler vasıtasıyla ne lde biçimlendiğini ifade eden bu kavram, doğrudan rölyef enerjisini göstermektedir. Böylece birim alandaki topoğrafyanın görelisi değişkenlik durumunun saptanmasında ve rliyefin düz veya eğimli yüzeylerle temsil edilme kabiliyeti hakkında bilgi edinilmektedir (Das vd., 2016).

Trakya Yarımadası, deniz seviyesinden 593.71 m yükselti aralığına kadar değişen değerlerde iftira farklılığı gösteren ve ortalama da 63.84 m yükselik değerine ulaşan yarılma derecesinin hâkim olduğu bir topoğrafik yzeve sahiptir (şekil 5).



Şekil 4. İnceleme alanının eğim (%) haritası



Şekil 5. İnceleme alanının yarıлма derecesi haritası

Yükselti ve eğim bakımından oldukça alçak ve düz bir topoğrafyanın yayılış gösterdiği sahanın neredeyse hemen hemen tamamında (% 90) 0-100 m aralığında yarıلمانın olduğu hesaplanmıştır (Tablo 4). Diğer yarıлма derecesi sınıfları ise topoğrafyadaki

parçalanmışlığın arttığı dağlık ve engebeli arazilerde ön plana çıkmaktadır. Trakya Yarımadası'ndaki yarıлма derecesi özellikleri, Türkiye arazisi kapsamında elde edilen verilerle uyumlu değildir. Zira Türkiye'de yarıлма derecesi en yoğun olarak 250-500 m

ile 500 m'nin üzerindeki değer aralıklarında tespit edilmiştir (Koç, 2013: 446-447; Tablo 4). Bu durum sahanın oluşum ve gelişimi bakımından olgun ve ihtiyar bir karakterde olduğunun belirtisi şeklinde yorumlanabilir.

Zira Koç (2013: 440), yarılma derecesinin topoğrafyanın genç arazilerde artma, yaşlı arazilerde ise azalma göstereceğini vurgulamıştır.

Tablo 4: Türkiye ve Trakya Yarımadası'nın yarılma derecesi değerlerinin karşılaştırılması

Yarılma Derecesi (m)	Oran (%)	
	Türkiye (Koç, 2003)	Trakya (Bu alışma)
1-100	11	90
100-250	22	10
250-500	35	0.1
500->	32	0.0004
Toplam	100	100

Hipsometrik eğri

Hipsometrik (hipsografik) eğri, farklı yükselti basamakları arasındaki oranları daha belirgin bir şekilde ifade etmek için kullanılmaktadır.

Böylece yüksekti basamaklarının alansal dağılışı ve jeomorfolojik birimlerin yükselti ile gösterdiği ilişki ortaya çıkarılabilir (zşahin, 2015).

Tablo 5. İnceleme alanındaki yükseltinin dağılışı ve hipsometrik eğri için veri değerleri

Ykselik (h)	Maksimum Ykselik (H)	Alan (a) (Yüzey Alanı m ²)	Havza Alanı (Yüzey Alanı) (A) m ²	Rölatif Ykselik (h/H)	Rölatif Alan (a/A)
0	1031	23853798846	23853798846	0,0	1,0
50	1031	20035808223	23853798846	0,0	0,8
100	1031	14890365470	23853798846	0,1	0,6
150	1031	9637238996	23853798846	0,1	0,4
200	1031	6033058640	23853798846	0,2	0,3
250	1031	4085659203	23853798846	0,2	0,2
300	1031	3038264263	23853798846	0,3	0,1
350	1031	2238820702	23853798846	0,3	0,1
400	1031	1609068897	23853798846	0,4	0,1
450	1031	1157702346	23853798846	0,4	0,0
500	1031	814585946	23853798846	0,5	0,0
550	1031	540577483	23853798846	0,5	0,0
600	1031	320458881	23853798846	0,6	0,0
650	1031	151105331	23853798846	0,6	0,0
700	1031	67303591	23853798846	0,7	0,0
750	1031	33419120	23853798846	0,7	0,0
800	1031	17438255	23853798846	0,8	0,0
850	1031	7312723	23853798846	0,8	0,0
900	1031	2032323	23853798846	0,9	0,0
950	1031	473185	23853798846	0,9	0,0
1000	1031	63999	23853798846	1,0	0,0
1031	1031	0	23853798846	1,0	0,0

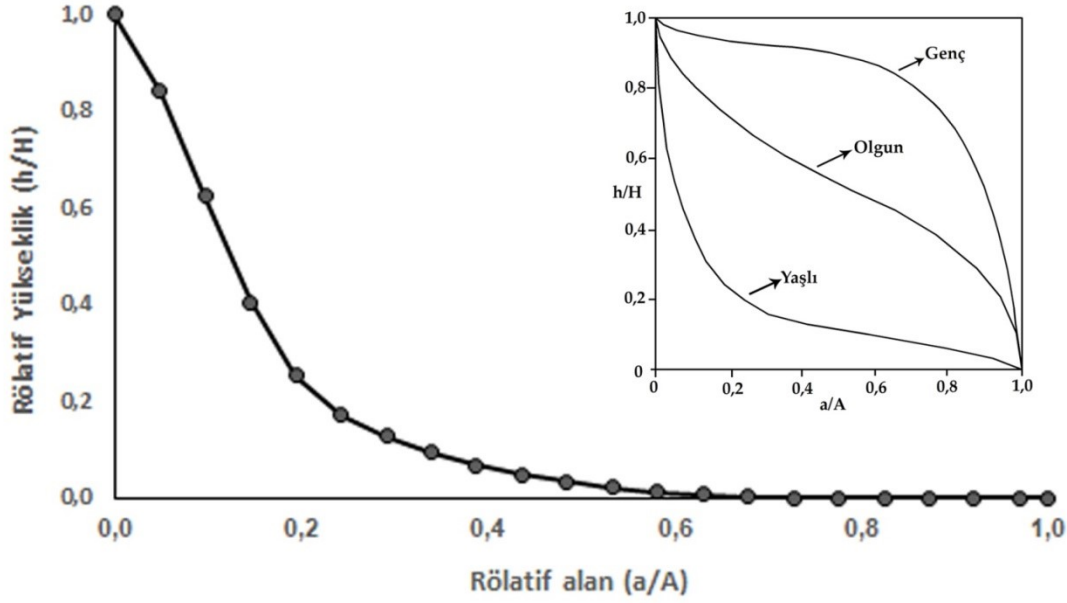
Hipsometrik eğri, nispi yükselti (h/H) ve nispi alanın (a/A) belirlenmesiyle tespit edilebilmektedir. Burada "h" ilgili yükselti seviyesine ait yükselti değeri (m), "H" ise inceleme alanının en yüksek noktasına (m) ait değerdir. "a" ilgili yükselti seviyesine ait yüzölçümü alanı (m²), "A" ise havzanın toplam

yüzölçümü alanıdır (zdemir, 2011). İnceleme alanının hipsografik eğrisi, SYM (DEM) veri seti yardımıyla 50 m yükselti aralığı dikkate alınarak oluşturulmuştur (Tablo 5; şekil 6).

Trakya Yarımadası'nın hipsometrik eğrisinin uzanış eksenini, genellikle i bükey (konkav) bir yapıdadır. Bu durum sahanın Strahler (1952;

1973) tarafından bildirilen yaşlı bir topoğrafya döneminde olduğuna işaret etmektedir. Diğer yandan Trakya Yarımadası'nın hipsometrik eğrisinin seyri, Türkiye ve Anadolu Yarımadası'nı karakterize etmekten çok uzaktır. Zira hipsometrik eğrinin hem Türkiye genelinde hem de Anadolu yarımadası'nda dışbükey (konveks) bir Şekil izlediği belirlenmiştir (Koç ve Kesmen, 2010: 105).

Dolayısıyla bu bulgular, Trakya Yarımadası'nda Anadolu Yarımadası'ndan daha yaşlı bir topoğrafyanın mevcut olduğunun göstergesidir. Ayrıca Trakya Yarımadası'nın hipsometrik eğrisinin gösterdiği profil, Anadolu Yarımadası'nın aksine Avrupa kıtasının profiline daha çok benzemektedir (Bilgin, 1957b: 148).



Şekil 6. İnceleme alanının hipsometrik eğrisi

Hipsometrik integral

Topoğrafyanın morfometrik özelliklerinin çözümlenmesinin bir diğer yolu, hipsometrik integral değerinin tespit edilmesidir. Hipsometrik eğri altında kalan toplam alanı ifade eden bu değer, ortalama ve minimum yükseklik arasındaki farkın, maksimum ve minimum yükseklik arasındaki farka oranlanmasıyla hesaplanmaktadır (zdemir, 2011). İnceleme alanının hipsometrik integrali

(0.15), topoğrafyanın aşınım döngüsü bakımından olgunluk devresinde olduğunu yansıtmaktadır. Ayrıca bu değer, Türkiye geneli (0.22) ve Anadolu Yarımadası (0.23) erevesinde üretilmiş sonuçlara kıyasla oldukça düşüktür. Dolayısıyla Trakya Yarımadası'ndaki topoğrafya, gelişim bakımından Türkiye geneli ve Anadolu Yarımadası için daha yaşlıdır.

SONUÇ

Trakya Yarımadası, jeomorfometrik özellikleri bakımından Türkiye karasından ve onun diğer kısmını oluşturan Anadolu Yarımadası'ndan oldukça farklıdır. Yükselti farkının 1031 m olduğu sahada, ortalama yükselti 155.68 m'dir. Ortalama eğimin % 3.7 olduğu yarımada, oldukça düz ve düze yakın Şeklinde tanımlanabilecek topoğrafya özellikleri göstermektedir. Hem hipsometrik eğrisinin i bükey bir vaziyette uzanması hem de

hipsometrik integral değerinin 0.15 olması bu sahanın olgunluk aşamasında olduğunun işareti olarak yorumlanmıştır. Ayrıca yarımadanın neredeyse tamamında 0-100 m irtifada bağıl yarılanın hâkim olduğu anlaşılmıştır. Jeomorfometrik analiz sonuçlarına göre Trakya Yarımadası, deniz seviyesine yakın emles ve olgun bir topoğrafya yüzeyine sahiptir.

Çalışma sonuçları, jeomorfometrik analizlerde kullanılan veri tabanları ve çözünürlüğünün detaylı olmasının sağlıklı veriler elde edilmesi bakımından oldukça elzem olduğuna dikkat çekmektedir. Ayrıca aynı alanlarda yapılan jeomorfometrik çalışmalarda bile kullanılan veriler nispetinde bazı farklılıkların ortaya çıkabileceği anlaşılmıştır. Dolayısıyla jeomorfometrik çalışmalarda daha doğru sonuçlara ulaşmak için, daha kaliteli ve yüksek çözünürlüklü verilerin kullanılmasının gerekliliğini göstermiştir. Diğer yandan bu tarz

çalışmaların yapımı esnasında CBS tekniklerinin oldukça avantaj sağladığı teyit edilmiştir. Bunun için CBS, topografik özelliklerin analiz edilmesinde ve bu özellikleri içine alan planlamaların hayata geçirilmesinde yardımcı bir araç olarak kullanılabilir. Benzer araştırmaların uygun altyapı oluşturularak Türkiye genelini kapsayacak bir biçimde daha yüksek çözünürlüklü veri seti kullanılarak yapılması zarurettir. Böylece gerek doğal ortamın gerekse doğal kaynak değerlerinin daha iyi anlaşılması sağlanmış olacaktır.

KAYNAKLAR

- 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. *The J. of the Indian Society of Remote Sensing*, 38, pp. 227-238.
- Altın, B.N. (2000) Trakya'da yerşekillerinin Neotektonik dönem jeomorfolojik gelişimleri. İç: S. Doğaner, ed. 2000. 28. *Coğrafya Meslek Haftası (10-12 Haziran 1998, Edirne), Geçmişte, Günümüzde ve Gelecekte Trakya*, İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Coğrafya Meslek Haftaları Serisi: 2, s.53-71.
- Ardel, A. (1956) Marmara Bölgesinde Coğrafi Müşahedeler. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 4(7), s. 1-16.
- Ardel, A. (1957) Trakya'nın Jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 17, s. 152-158.
- Ardel, A. (1960) Marmara Bölgesi'nin yapı ve reliefi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 20, s. 1-22.
- Atalay, İ. (2017) *Türkiye Jeomorfolojisi*. 2. bsk. İzmir: Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri.
- Bekaroğlu, E. (2013) Jeomorfolojide Temel Araştırma Yöntemleri. Onikinci Bölüm. İç: Y. Arı, İ. Kaya, eds. 2013. *Coğrafya Araştırma Yöntemleri*. Balıkesir: Coğrafyacılar Derneği Yay. s. 343-367.
- Bilgin, T. (1957a) Türkiye'nin yüzölçümü. *Türk Coğrafya Dergisi*, 17, s. 138-142.
- Bilgin, T. (1957b) Türkiye'nin arz ettiği kütleli durumun tetkiki hakkında bir not. *Türk Coğrafya Dergisi*, 17, s. 145-151.
- Chaput, E. (1974) *Türkiye'de Jeolojik ve Jeomorfolojik Tetkik Seyahatleri*. Translated from French by A. Tanoğlu. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınlarından No: 324, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Neşriyatı No: 11.
- Chorley, R.J. (1957) Climate and Morphometry. *Journal of Geology*, 65, pp. 628-638.
- Cürebağ, İ. & Erginal, A.E. (2007) Mıhlı Çayı Havzası'nın jeomorfolojik özelliklerinin jeomorfik indislerle analizi. *Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi*, 6(19), s. 126-135.
- Das, S., Patel, P.P. & Sengupta, S. (2016) Evaluation of different digital elevation models for analyzing drainage morphometric parameters in a mountainous terrain: a case study of the Supin-Upper Tons Basin, Indian Himalayas. *Das et al. SpringerPlus*, 5, s. 1544.
- Dönmez, Y. (1990) *Trakya'nın bitki coğrafyası*. 2. bsk. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 3601, Coğrafya Enstitüsü Yay. No: 51.
- Elibüyük, M. & Yılmaz, E. (2010) Türkiye'nin coğrafi bölge ve bölümlerine göre yükselti basamakları ve eğim grupları. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 8(1), s. 27-55.
- Eriñç, S. Kurter, A. Eroskay, O. & Mater, B. (1985) *Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritası 1/500.000*. Ankara: TÜBİTAK TBAG Proje No. 593.
- Eriñç, S. (1993) Türkiye Fiziki Coğrafyasının Ana Çizgileri. *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülten*, 10, s. 1-10.
- Erol, O. (1983) Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi. *Jeomorfoloji Der.*, 11, s. 1-22.
- Erol, O. (1989) *Türkiye Jeomorfolojisi, Türkiye'nin Jeomorfolojik Evrimi ve Bugünkü Genel Jeomorfolojik Görünümü*. İstanbul: Basılmamış Ders Notu.
- Ertek, A. (2011) Jeomorfolojik birimlerine göre Trakya'nın jeomorfolojisi. İç: D. Ekinci, ed. 2011. *Fiziki Coğrafya Araştırmaları; Sistemantik ve*

- Bölgesel*. İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları No: 5. s. 585-591.
- Koç, T., & Kesmen, E. (2010) Türkiye'nin morfometrik özellikleri. İç: M. A. Özdemir, ed. 2010. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu – 2010 (Prof. Dr. Oğuz EROL Onuruna)*. Afyon: Afyon Kocatepe Üniversitesi Yayınları, s.104-105.
- Koç, T. (2013) Türkiye'nin morfometrik özellikleri. İç: E. Öner, ed. 2013. *Prof. Dr. İlhan Kayan'a Armağan kitabı*. İzmir: Ege Üniversitesi yayınları Edebiyat Fakültesi Yayın No: 18, s.433-467.
- Kurter, A., Sungur, K. A., Gözenç, S., Uzel, T., Kiran, H., & Selçuk, M. (1985) Trakya'nın yüzölçümü ve yükselti basamakları. *İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 2, s. 45-57.
- Lague, D., Crave, A., & Davy, P. (2003) Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108 (B1), pp. 3-20.
- Mark, D. M., & Smith, B. (2004) A science of topography: from qualitative ontology to digital representations. In: M.P. Bishop & J. F. Shroder, eds. 2004. *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*. Chichester, England: Springer-Praxis, pp. 75-97.
- Montgomery, D.R., & Brandon, M.T. (2002) Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 201, pp. 481-489.
- Oakes, H. (1958) *Türkiye Toprakları*. İzmir: Türk Ziraat Mühendisleri Birliği Yayın No: 18.
- Özdemir, H. (2011) Havza morfometrisi ve taşkınlar. İç: D. Ekinci, ed. 2011. *Fiziki Coğrafya Araştırmaları; Sistemik ve Bölgesel*. İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları No: 5, s. 507-526.
- Özşahin, E. (2015). Hoşköy Deresi Havzası'nın (Tekirdağ) jeomorfolojik özellikleri. *The Journal of Academic Social Science Studies (JASSS), International Journal of Social Science*, 33(1), s. 99-120.
- Phillips, J.D. (2006) Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3(2), pp. 365-394.
- Phillips, J.D. (2009) Changes, perturbations, and responses in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography*, 33(1), pp.17-30.
- Pike, R.J. (2000) Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24(1), pp. 1-20.
- Pike, R.J. (1995) Geomorphometry-progress, practice, and prospect. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 101, pp. 221-238.
- Qiu, H., Cui, P., Regmi, A. D., Hu, S., Zhang, Y., & He, Y. (2017) Landslide distribution and size versus relative relief (Shaanxi Province, China). *The Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 10064, pp. 1-12.
- Rasemann, S., Schmidt, J., Schrott, L., & Dikau, R. (2004) Geomorphometry in mountain terrain. In: Bishop, M.P., Shroder, J.F. (Eds.), *GIS & Mountain Geomorphology*. Springer, Berlin, pp. 101-145.
- Smith, G.S. (1935) The relative relief of Ohio. *Geographical Review*, 25, pp. 274-284.
- Strahler, A.N. (1952) Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, pp. 1117-1142.
- Strahler, A.N. (1973) Akaçlama havzalarının jeomorfoloji incelemelerinde nicel çözümler (Translator: Arpat, E., Güner, Y.). *Jeomorfoloji Dergisi*, 5, s. 103-118.
- Summerfield, M.A. & Hulton, N.J. (1994) Natural controls of fluvial denudational rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical R.*, 99 (B7), pp. 13871-13883.
- Tanoğlu, A. (1947) Türkiye'nin irtifa kuşakları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 9-10, s. 37-63.
- Tobler, W.R. (1976) Analytical cartography. *The American Cartographer*, 3 (1), pp. 21-31.
- Tobler, W.R. (2000) The development of analytical cartography - a personal note. *Cartography and Geographic Information Science*, 27(3), 189-194.
- Tunçdilek, N. (1969) *Türkiye Eğim Haritası*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 56.
- Tunçdilek, N. (1985) *Türkiye'de Reliyef Şekilleri ve Arazi Kullanımı*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 3279, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Yay. No: 3.