

DOI: 10.26650/JGEOG418790

COĞRAFYA DERGİSİ
JOURNAL OF GEOGRAPHY
36 (2018)

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


Marmara Denizi Akarsu Havzalarının Morfometrik Analizi

Morphometric Analysis of the Marmara Sea River Basins

Emre ELBAŞI¹, Hasan ÖZDEMİR²

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

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

ÖZ

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

Anahtar kelimeler: Jeomorfometri, coğrafi bilgi sistemleri, havza morfometrisi

ABSTRACT

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

Keywords: Geomorphometry, GIS, basin morphometry



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

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

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

EXTENDED ABSTRACT

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

1. GİRİŞ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

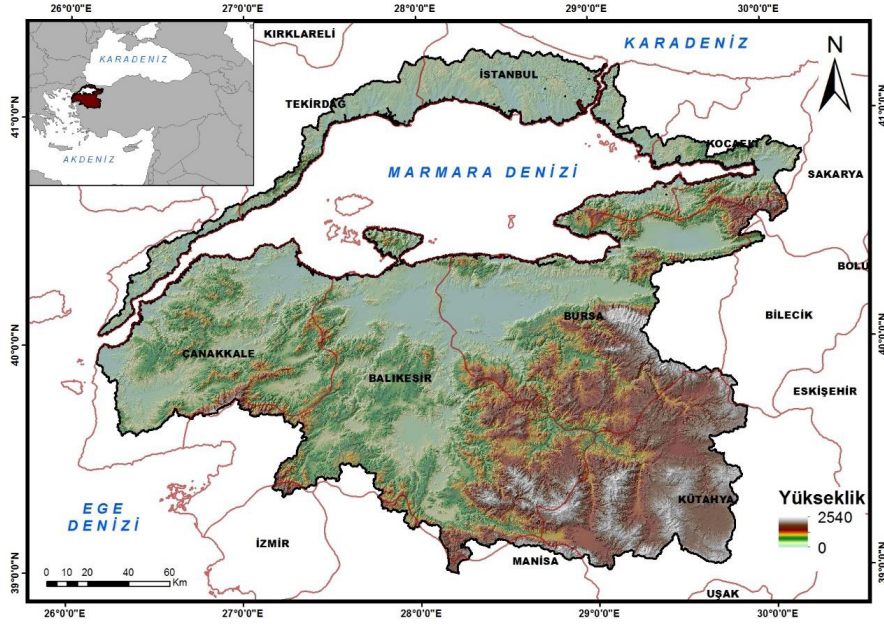
2. VERİ VE YÖNTEM

2.1. Çalışma Alanı

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

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

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

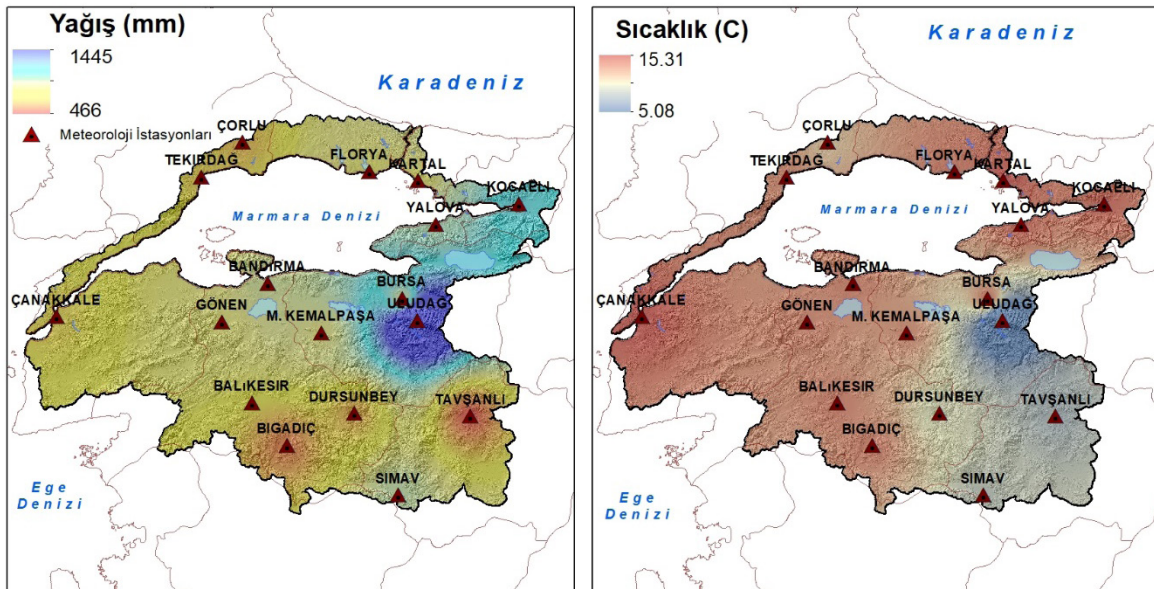


Şekil 1: Çalışma alanı.
Figure 1: Study Area.

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

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

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



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

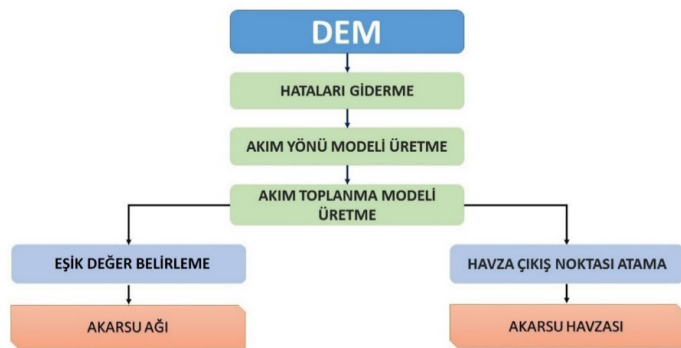
2.2. Veri ve Yöntem

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

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

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

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

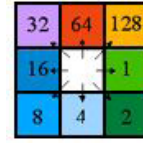


Şekil 3: D8 modeline göre akarsu ağı ve akarsu havzası üretim aşamaları.

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

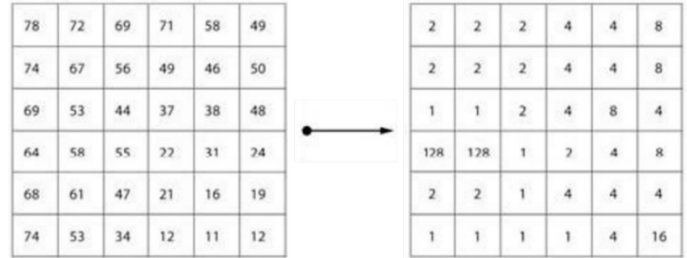
D8 yöntemi, 8 yönlü akış modeli olarak da bilinir, SYM verisindeki her bir hücredeki akış yönünün, hücreye komşu olan toplam 8 hücreden hangisine olacağını hesaplanmasına dayanır.

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



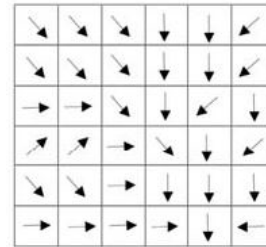
Şekil 4: D8 Akım Algoritmasında hücrelere atanan değerler ve yönleri.

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



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

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



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

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

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

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

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

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

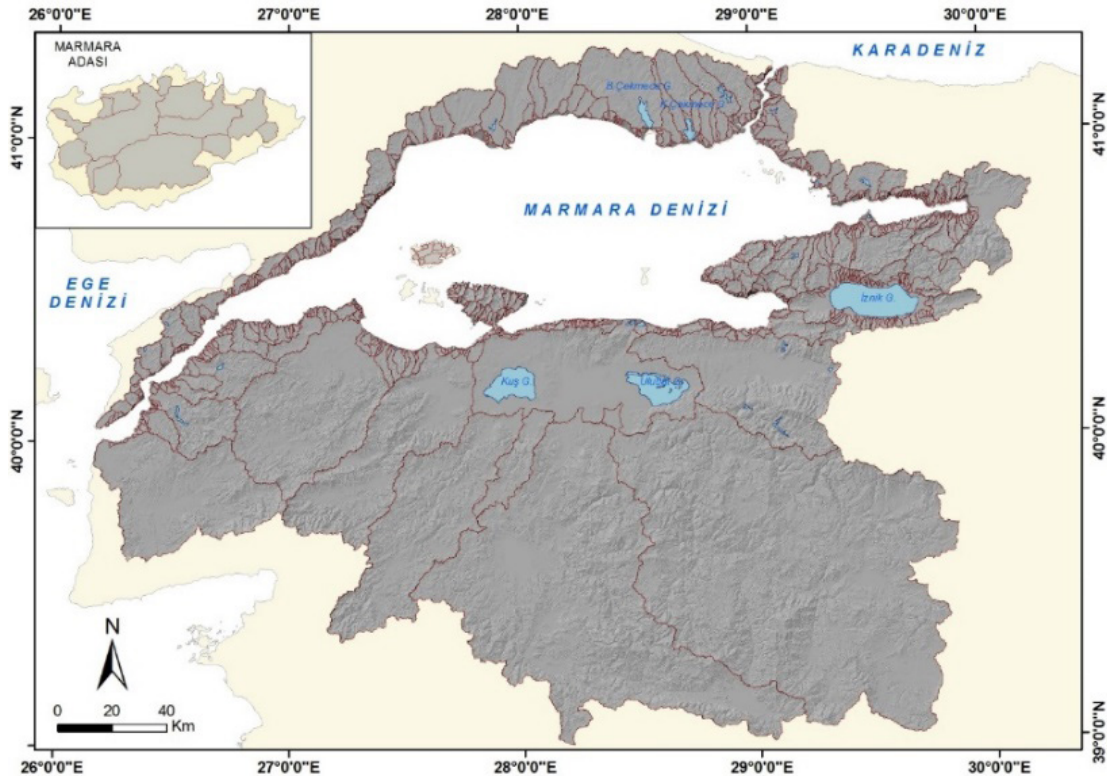
akım yönü belirlenen her hücreye kaç farklı hücreden akışın olacağı hesaplanmaktadır. Hesaplanan değerler toplanarak bir sonraki hücre hesaplamasında kullanılmaktadır ve böylece toplanan akım miktarına bağlı olarak hücre değerleri kaynaktan ağıza doğru kümülatif artmaktadır (Şekil 7).

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

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

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

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



Şekil 8: Marmara Denizi akarsu havzaları.

Figure 8: Marmara Sea river basins.

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

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

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

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

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

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

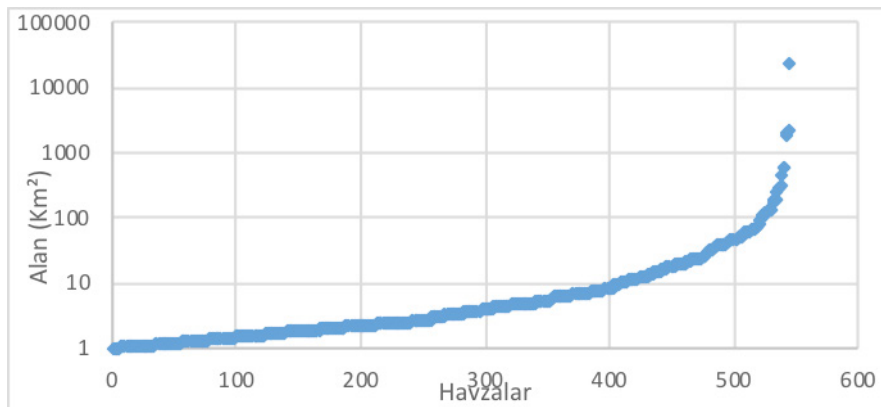
3.1. Çizgisel Morfometri

3.1.1. Çatallanma Oranı (R_b)

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

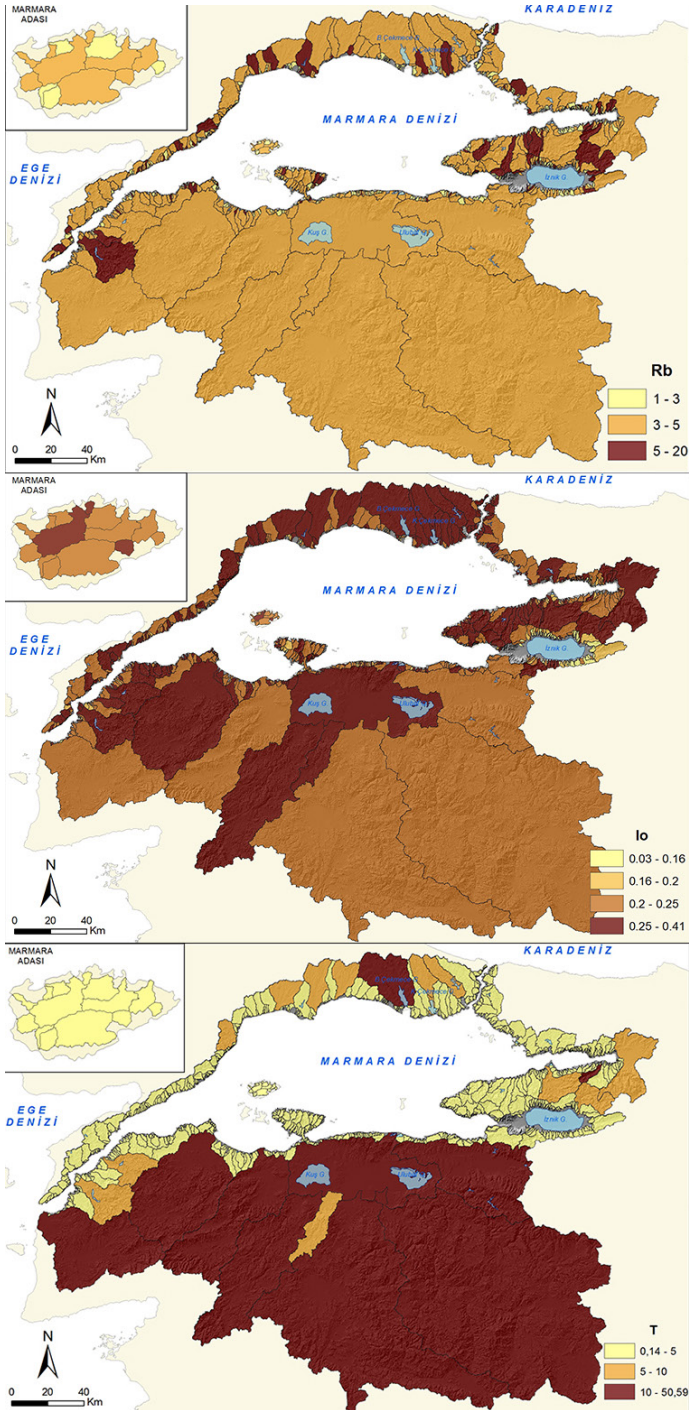
$$R_b = N_u / N_{(u+1)}$$

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



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

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



Şekil 10: Marmara Denizi havzaları çizgisel morfolometri özellikleri dağılışı.

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

3.1.2. Yüzeysel Akış Uzunluğu (ℓ_o)

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

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

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

3.1.3. Tekstür Oranı (T)

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

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

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

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

3.2. Alansal Morfometri

3.2.1. Drenaj Yoğunluğu (Dd)

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

$$D_d = \sum L / A$$

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

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

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

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

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

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

Sınıflama değerleri:

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

Bunun sonucunda:

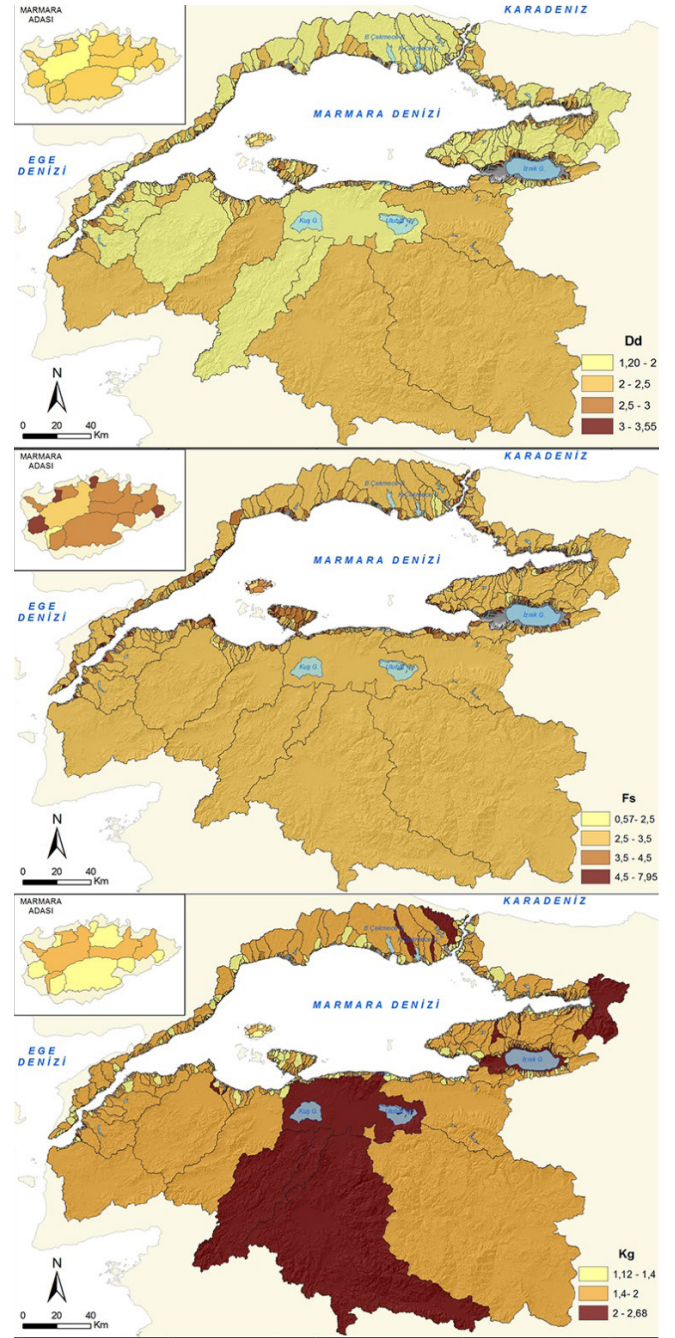
Tablo 1: Drenaj yoğunluğu sınıflaması.

Table 1: Drainage density classification.

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

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

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



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

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

3.2.2. Akarsu Sıklığı (F_s)

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

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

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

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

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

3.2.3. Gravelius İndeks (K_g)

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

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

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

3.3. Rölyef Morfometri

3.3.1. Havza Rölyefi

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

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

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

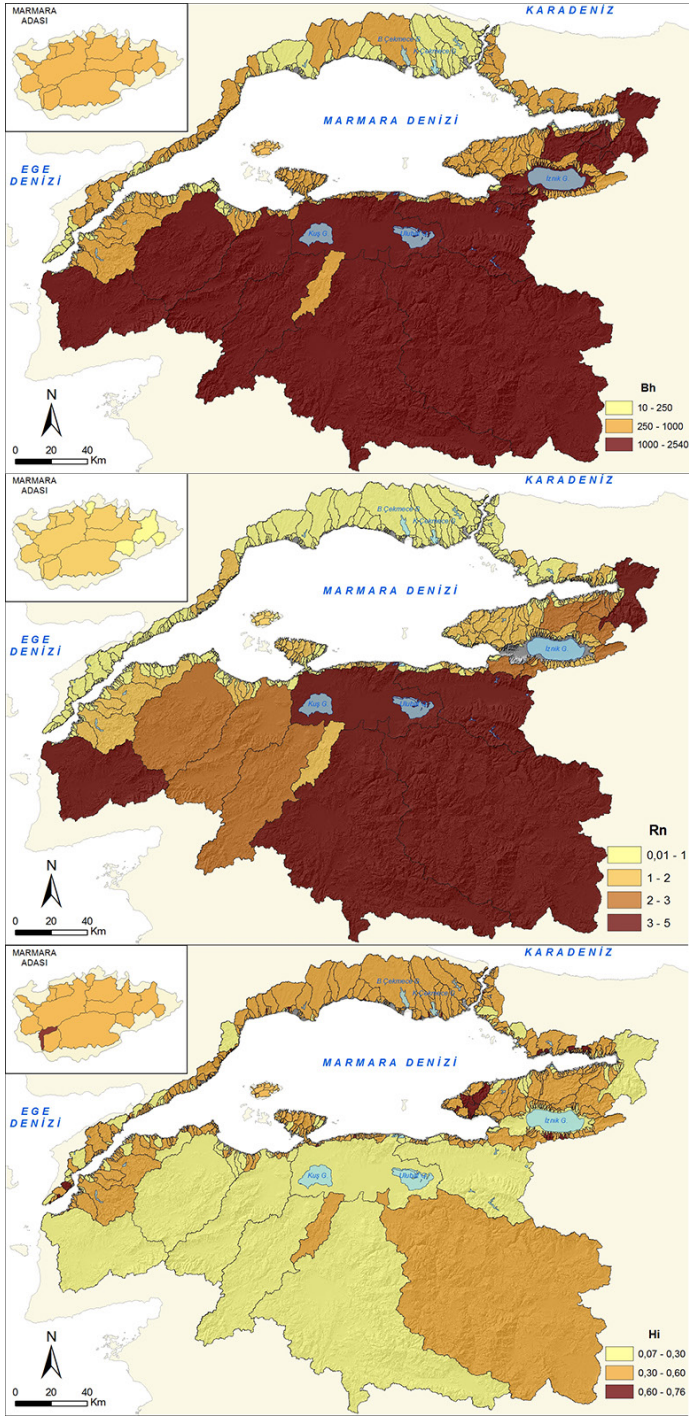
Bu değer çalışma alanındaki havzalarda yüksek yamaç eğimlerinin çok fazla yer almadığını, akım toplanma zamanının genel olarak yüksek olduğunu ve taşkın piklerinin çok fazla mevcut olmadığını göstermektedir. Kuzey havzalar ile güney havzaları karşılaştırıldığında kuzey havzalarının ortalama değeri 259,57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

3.3.2. Engebelilik Değeri (R_n)

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

$$R_n = D_d \times B_h$$

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



Şekil 12: Marmara Denizi havzaları rölyef morfometri özellikleri dağılışı.

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

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

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

3.3.3. Hipsometrik İntegral

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

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

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

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

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

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

3.3.4. Hipsometrik Eğri

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

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

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

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

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

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

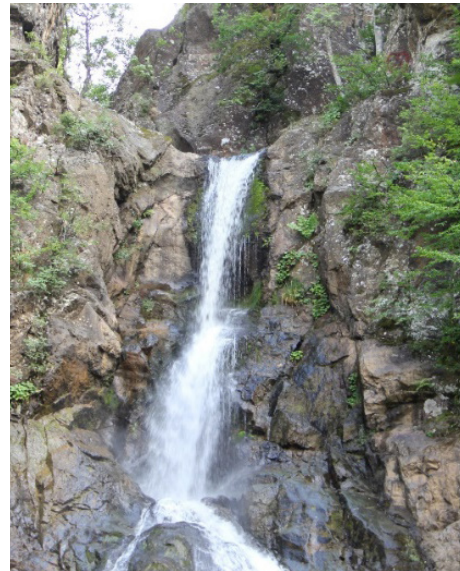
çalışmalarında, hipsometrik eğrilerin anomali gösterdiği noktalarda, faylanmalar ve buna bağlı su düşüşleri görülmüştür (**Fotoğraf 1**).

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

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

3.4. Marmara Havzalarının Morfometrik Ortalamaları

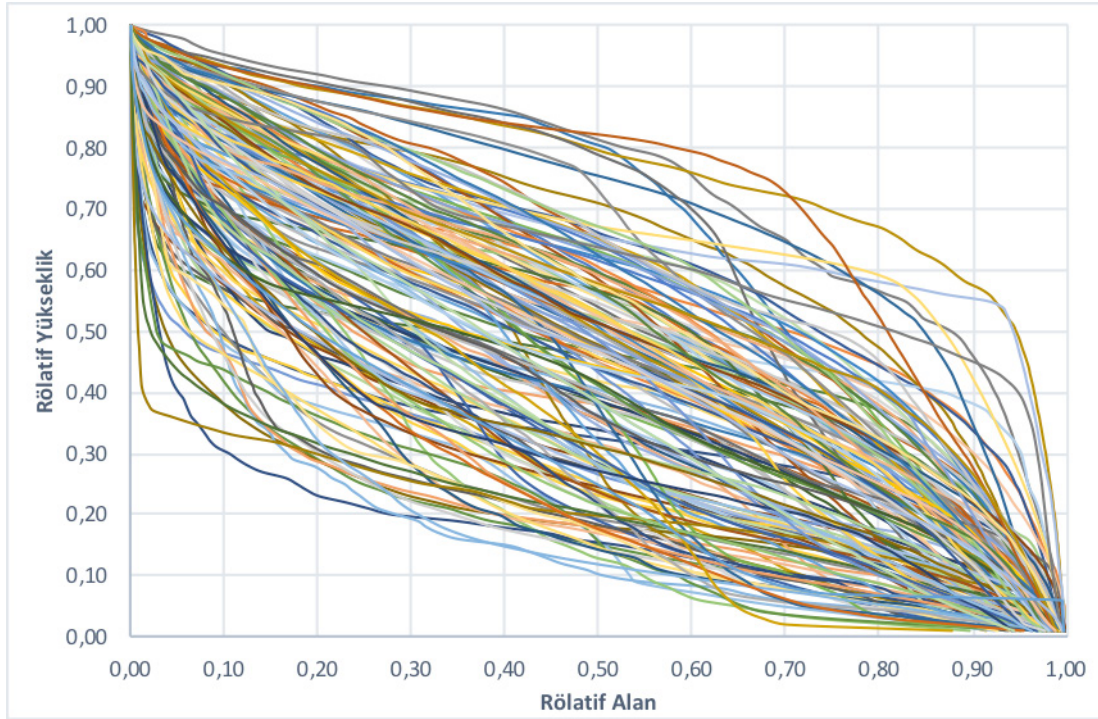
Marmara Denizi drenaj havzalarına uygulanan tüm morfometrik analizlere ait değerler, havzaların Marmara Denizi drenaj havzasındaki genel değerinin saptanması amacıyla, her analizin en büyük değerine bölünerek 0-1 arasında normalize edilmiştir. Normalize edilen değerlerin aritmetik ortalaması



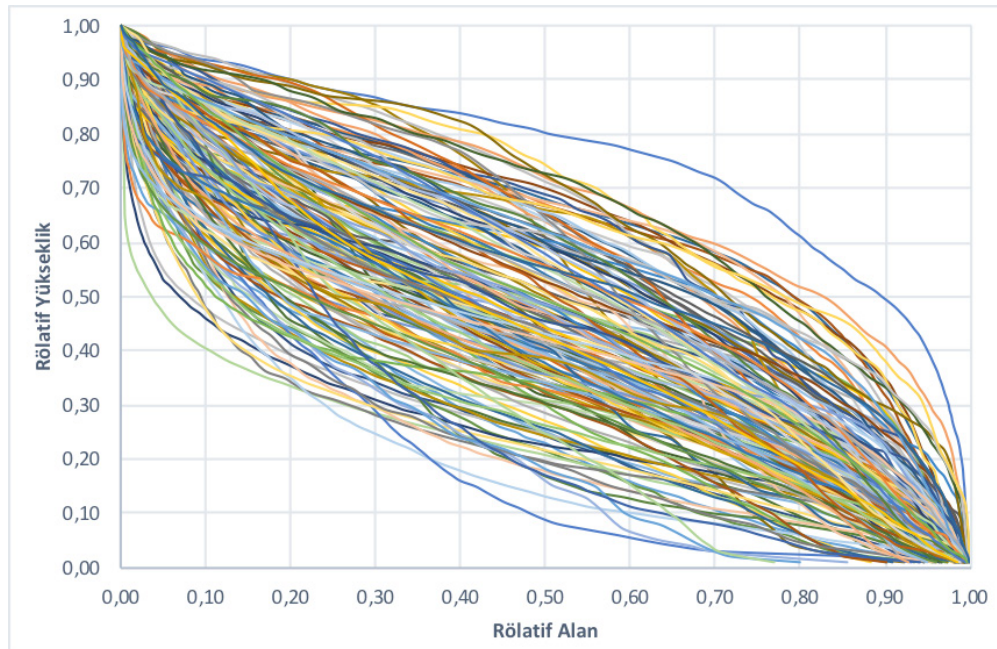
Fotoğraf 1: Hipsometrik eğrilerin düştüğü noktalarda görülen su düşüşleri.
Photo 1: Waterfalls seen at where the hipsometric curves fall.

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

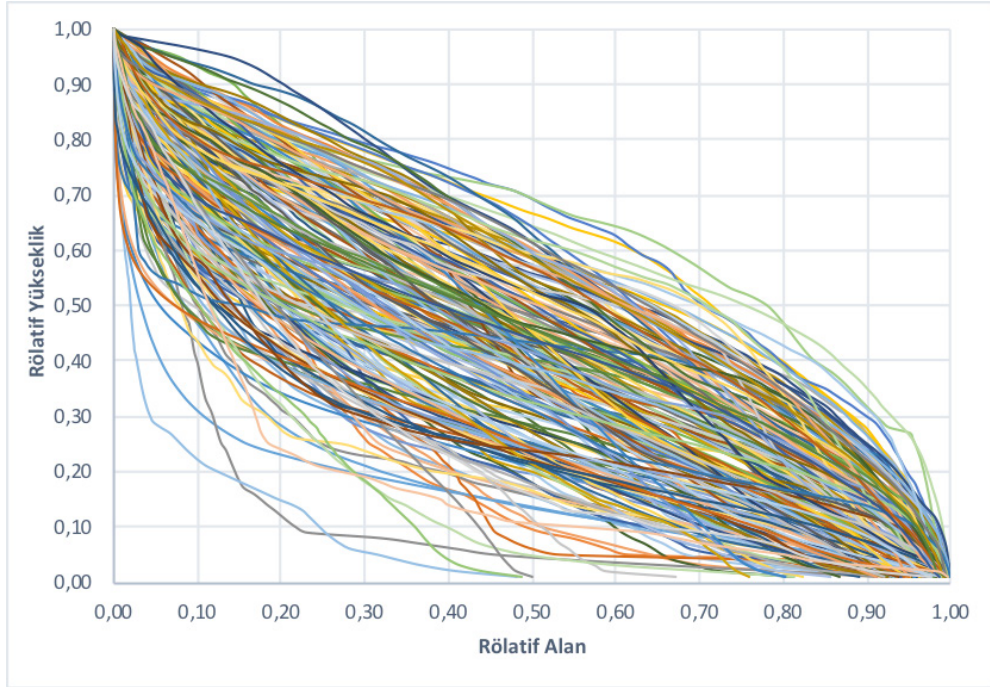
sahip havzalar olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu durum Marmara Denizi drenaj havzalarında alanın morfometrik parametreler üzerinde önemli bir yeri olduğunu göstermektedir. Kuzeyde yer alan havzalar ise alçak relief ve küçük havza alanlarının etkisiyle daha düşük ortalamalar göstermiştir.



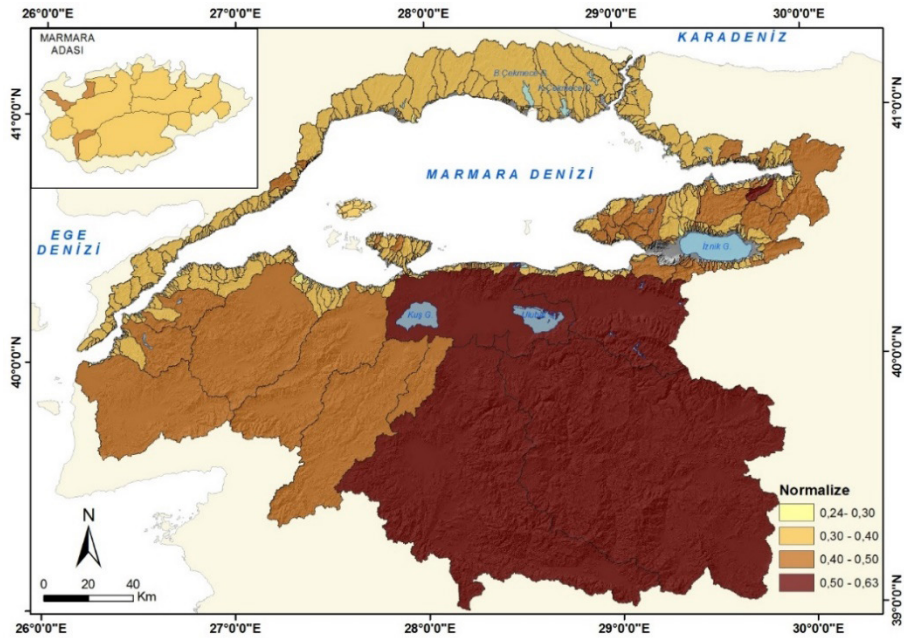
Şekil 13: Marmara Denizi kuzey havzalarının Kocaeli Yarımadası içerisinde kalan kısmının hipsometrik eğrileri.
Figure 13: The hypsometric curves of the northern basins of the Marmara Sea within the Kocaeli Peninsula.



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



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



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

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

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

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

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

havzada akarsular kıyıda daha iç kesimlere kadar uzanabilmiştir.

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

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

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

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

Katkı Belirtme

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

EK

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

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

KAYNAKLAR

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

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

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

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

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