



**Gölmarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması,
Gediz Grabeni, Batı Anadolu**
*Investigation of Morphotectonic Evolution of Gölmarmara Fault Using GIS-Based Methods,
Gediz Graben, Western Anatolia*

Semih Eski^{*1}, Hasan Sözbilir¹, Bora Uzel¹, Çağlar Özkaymak², Ökmen Sümer¹

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tınaztepe Kampüsü, 35390 İzmir

² Afyon Kocatepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
ANS Kampüsü, 03200 Afyonkarahisar

• Geliş/Received: 24.01.2020 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.03.2020 • Kabul/Accepted: 16.03.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.06.2020 • Baskı/Printed: 20.06.2020

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Gölmarmara Havzası, antitetik/sintetik normal fay basamakları ile denetlenen ve bir seri horst-graben sistemi olarak tanımlanan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'ndeki Gediz Grabeni'nin en kuzeydeki bölümünü oluşturur. Bu bölümün jeolojisi iyi bilinmesine rağmen, aktif tektonik ve jeomorfoloji çalışmaları açısından yeteri kadar incelenmemiştir. Bu çalışmanın amacı, havzanın güney sınırını oluşturan Gölmarmara Fayı'nın segment bazında tanımlanarak Kuvaterner dönem aktivitesini ve yapısal evrimini ortaya koymaktır.

7 km uzunluğundaki İsmetpaşa ve 11 km uzunluğundaki Hacıbaştanlar segmentlerinden oluşan KB-GD uzanımlı Gölmarmara Fayı, taban bloğunda 26 drenaj havzasına ve 23 üçgen yüzey morfolojisine sahiptir. Bu yapılar üzerinde, sayısal yükseklik modeli temelli morfotektonik analizler (S_{mp} , V_p , AF, HI, Shp, S_L , Yükselim Oranı) yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar arazi verileri ile birlikte değerlendirilerek İsmetpaşa Segmenti'nin Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha hızlı yükselime ve aktiviteye sahip olduğu ve bu iki segmentin, fay zonunun gelişimi sırasında bir aktarım rampasıyla birbirine bağlandığı tespit edilmiştir. Oluşumundan günümüze kadar 3 yapısal evreden geçen Gölmarmara Fayı'nın ilk evresinde kademeli (en-echelon) nitelikli faylardan oluştuğu söylenebilir. Morfometrik indisler ve saha verileri, Gölmarmara Fayı'nın orta-yüksek derecede aktif, eğim atımlı normal fay segmentlerinden meydana geldiğini ve M_w :6,4 büyüklüğünde depremler oluşturabileceğini göstermektedir. Geometrik olarak 2, sismik açıdan ise 1 segmentten oluşan Gölmarmara Fayı için, 0,179 ila 0,518 mm/yıl arasında değişen (fayın merkezinde artan, uç kısımlarında azalan) yükselim oranı hesaplanmıştır. Bu değerler Gediz Grabeni bölgesinde bulunan diğer aktif faylardaki yükselim hızı miktarları ile benzerlik göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Gediz Graben Sistemi, Gölmarmara Fayı, Aktif tektonik, Tektonik jeomorfoloji, Morfometri, Batı Anadolu.

Abstract: The Gölmarmara Basin forms the northern branch of the Gediz Graben, which constitutes a series of horst-graben systems controlled by antithetic and synthetic normal fault steps in the Western Anatolia Extensional Province. Although geology of this section is well known, it is not studied enough in terms of active tectonics and geomorphology. The aim of this study is to reveal fault segments on the basis of Quaternary activity and structural evolution of the Gölmarmara Fault forming the southern boundary of the basin.

The NW-SE trending Gölmarmara Fault, which consists of the 7 km-long İsmetpaşa and 11 km-long Hacıbaştanlar segments, has 26 drainage basins and 23 triangular facets in its footwall. Morphometric analyses (S_{mf} , V_f , AF, HI, Shp, S_L , Slip Rate) based on the digital elevation model were performed for these structures. According to combined results of our morphometry and field studies, the İsmetpaşa Segment has higher uplift and activity than the Hacıbaştanlar Segment, and they are linked by a relay ramp developing during the evolution of a complete fault zone. It can be said that the Gölmarmara Fault, which was found to have passed through 3 phases from its formation to the present day, is an en-echelon fault similar to when it formed. Morphometric indices and field data indicate that the Gölmarmara Fault is composed of medium-highly-active dip-slip normal fault segments and may cause earthquakes with a magnitude of M_w : 6.4. The Gölmarmara Fault, consisting of 2 geometric and 1 seismic segment, has uplift rate ranging from 0.179 to 0.518 mm/year (increasing at the center, and decreasing at the tips of the fault). These values are similar to uplift rates calculated for other active normal faults in the Gediz Graben.

Keywords: *Gediz Graben System, Gölmarmara Fault, Active tectonics, Tectonic geomorphology, Morphometry, Western Anatolia.*

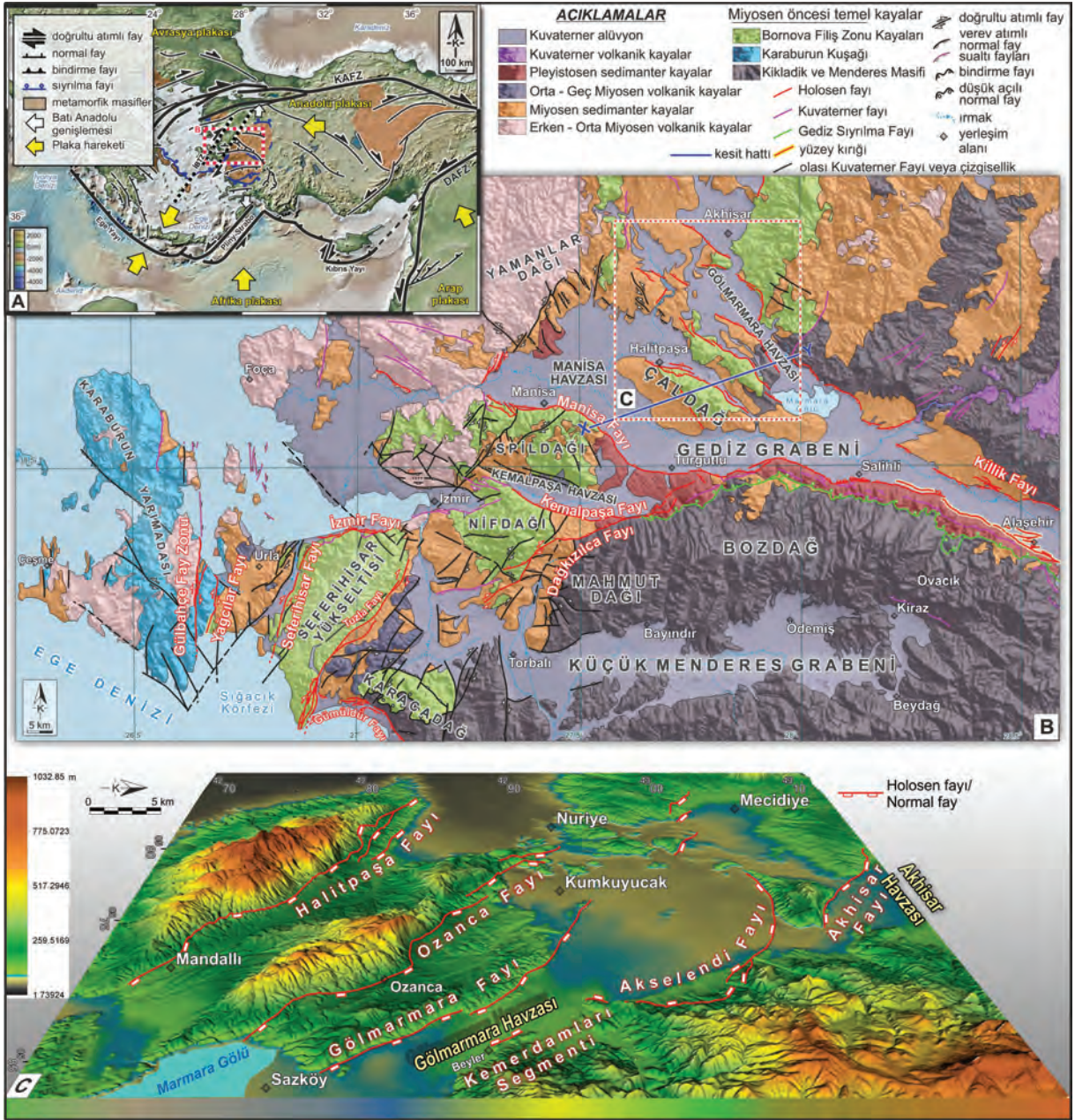
GİRİŞ

Morfometrik analizler, farklı tektonik ortamlarda gelişen erozyonal yüzeylerin yükselme oranlarının hesaplanması ve göreceli tektonik aktivitenin değerlendirilmesinde sıklıkla kullanılan aktif tektonik analiz yöntemlerinden biridir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984; Wells vd., 1988; Burbank ve Anderson, 2011; Silva vd., 2003; Xue vd., 2017; Struth vd., 2019). Bu yöntemlerde genişlemeli tektonik aktivitenin yorumlanmasında en çok kullanılanları; asimetri faktörü (AF) (Hare ve Gardner 1985; Keller ve Pinter, 2002), hipsometrik eğri-hipsometrik indis (HI) (Ohmori 1993; Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2009a), dağ önü sinüslüğü (S_{mf}) (Bull, 1977; Bull ve McFadden, 1977), şekil faktörü (Shp) (Bull ve McFadden, 1977; Kale ve Shejwalkar, 2008), akarsu eğim – uzunluk indisi (S_L) (Hack, 1973; Chen vd., 2003; Perez-Pena vd., 2009b, 2010) ve vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (V_f) (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002)'dir. Bu jeomorfolojik indislerin yanı sıra, fay kontrollü dağ önlerinde gelişen üçgen yüzeyler tektonizma kontrollünün ölçülmesinde yeni bir parametre olarak kullanılmaktadır (Petit vd., 2009; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Tsimi ve Ganas, 2015).

Gölmarmara Havzası, Türkiye'nin batısında yer alan ve geniş ölçekte "Batı Anadolu Genişleme Bölgesi" (Taymaz vd., 1991; Seyitoğlu ve Scott,

1991, 1992; Altunel, 1999; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Sözbilir vd., 2009 Özkaymak ve Sözbilir, 2012) olarak tanımlanan bir bölgede yer alır (Şekil 1a). Yaklaşık D-B uzanımlı horst-graben sistemleri ile temsil edilen bu bölgedeki grabenlerden, Gediz Grabeni'nin kuzeybatı ucunda bulunan Gölmarmara Havzası, bölgedeki antitetik ve sentetik normal fay basamakları ile denetlenen sistemin en kuzeydeki basamağını oluşturur (Şekil 1b, c). Gediz Grabeni bu noktadan sonra, batıya doğru sonlanarak İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak isimlendirilen, KD uzanımlı, doğrudan atımlı faylanma mekanizmasının baskın olduğu bir deformasyon zonu ile etkileşime girmektedir (Sözbilir vd., 2003; Uzel vd., 2008; Sözbilir vd., 2011; Özkaymak vd., 2013; Uzel vd., 2013).

Batı Anadolu'daki aktif tektonik süreçlerin erozyonal süreçlerden daha hızlı geliştiği ve bölgedeki jeomorfolojik yapıların diri faylar kontrolünde şekillendiği birçok çalışmada ifade edilmiştir (örn. Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Özsayın, 2016; Topal vd., 2016; Kent vd., 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017). Batı Anadolu'nun en belirgin neotektonik yapılarından birisi olan Gediz Grabeni, doğuda Sarıgöl'den başlayıp batıda Manisa'ya kadar uzanır ve Salihli'den itibaren çatallanarak Kemalpaşa Havzası, Manisa Havzası ve Gölmarmara Havzası olmak üzere üç kola ayrılmaktadır (Şekil 1b).



Şekil 1. A) Çalışma alanının yerini ve Türkiye'nin ana tektonik hatlarını gösteren harita (Şengör vd. 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve Özaçar, 2003'den birleştirilerek). **B)** Çalışma alanının bölgesel ölçekli genelleştirilmiş jeoloji haritası (Bozkurt, 2001; Candan vd., 2011; Uzel vd., 2013; Özkaymak vd., 2013 ve Emre vd., 2018'den uyarlanmıştır). **C)** Çalışma alanının yapısal elemanlarını gösteren SRTM (10 m.)'den yararlanılarak oluşturulmuş 3 boyutlu SYM haritası. (Diri faylar Emre vd., 2018'den alınmıştır).

Figure 1. A) Map showing the location of the study area and the main tectonic lines in Turkey (Adapted from Şengör et al., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Koçyiğit and Özaçar, 2003). **B)** Regional-scale generalized geological map of the study area (Adapted from; Bozkurt, 2001; Candan et al., 2011; Uzel et al., 2013; Özkaymak et al., 2013 and Emre et al., 2018). **C)** 3-D DEM map created using SRTM which shows the structural elements in the study area (Active faults were taken from Emre et al., 2018).

KB-GD uzanımlı Gölarmara Havzası, bu sistemin en kuzeydeki kolunu oluşturur. Sismik açıdan da aktif olan bu havzanın kenar fayları, çizgisel gidişli dağ önleri, üçgen yüzeyler ve alüvyal yelpazeler ile belirgin olsa da, Gölarmara Havzası'nın morfotektoniği, henüz jeomorfolojik indisler kullanılarak değerlendirilmemiştir. Bu çalışmada, Gölarmara Havzası'nın tektonik jeomorfoloji özellikleri morfometrik analizler yardımıyla değerlendirilmiş, Gölarmara Fayı'nın morfotektonik özellikleri dikkate alınarak tespit edilen iki segmentinin göreceli aktiviteleri değerlendirilerek bu segmentlerin yapısal evrim aşamaları ortaya konulmuştur.

BÖLGESEL TEKTONİK

Çalışma alanının içinde bulunduğu Gediz Grabeni'nin batıya doğru nasıl sonlandığıyla ilgili ilk bilgiler Kaya (1979, 1981)'de verilmiştir. Araştırmacıya göre, Gediz Grabeni'nin batı sınırına karşılık gelen İzmir ve Balıkesir arasındaki zon KKD uzanımlı sol yönlü doğrultu atım bileşeni olan yüksek açılı oblik faylarla basamaklara bölünmüştür. Çalışmacı, KD uzanımlı bu süreksizliklerin, D-B ve BKB uzanımlı normal faylardan daha yaşlı olabileceğini, ayrıca bölgedeki eski bir yapısal izi takip ettiğini savunmuştur. Gediz Sıyrıma Fayı (Lips vd., 2001)'ni en batı ucunda öteleyen bu çapraz doğrultu-atımlı ana yapılar Şengör (1987) tarafından transfer fay zonu olarak nitelendirilmiştir. Bu zon, Şengör vd. (1985) tarafından, paleotektonik dönem yapılarının üzerine konulan fakat sonraki tektonik dönemde aynı fonksiyonu yerine getiremeyen bir yapısal hat olarak yorumlanmıştır. Buradaki çıkış noktası, Kretase'den kalıtsal olan ve Neotetis'e dik yönde gelişen bir transform zonunun var olabileceği yönündedir. Bu zon daha sonra, geç Senozoyik boyunca, doğrultu atımlı tektonikten genişlemeli tektoniğe geçişi sağlayan bir transfer zonu olarak çalışmıştır (Okay vd., 1996; Ring vd., 1999; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak ve

Sözbilir, 2008; Uzel vd., 2012, 2013; Özkaymak vd., 2013). Bu çalışmalar, Gediz ve Küçük Menderes grabenleri batısında kalan KD-GB uzanımlı havzaların geç Kretase zamanından beri aralıklı olarak aktifleşen ve İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) olarak isimlendirilen doğrultu atımlı fayların baskın olduğu bir zayıflık zonunun varlığını ortaya koymaktadır (Okay vd., 1991; Okay vd., 1996; Ring vd., 1999; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir vd., 2011; Uzel vd., 2012).

GÖLMARMARA HAVZASI

Gölarmara Havzası ilk kez Kaya vd. (2004) tarafından "Gölarmara Yarım Grabeni" olarak tanımlanmıştır. Havzanın güneyi Marmara Gölü'nü sınırlayan yükseltilerle, batı ve kuzeybatısı ise Gölarmara Dağı (302 m.) ile sınırlanırken, havzanın kuzeyinde Akhisar Havzası yer alır (Şekil 1c). Rakımı 76 m. olan Marmara Gölü, kuzeybatıdan gölü besleyen akarsuyun (bugünkü yapay kanal) Kum Çayı tarafından kapılması sonucunda küçülmüştür (Konak vd., 1980). Hakyemez vd. (2013), Marmara Gölü'nün oluşumunu inceleyen çalışmasında orta-geç Holosen'de, Gediz Nehri'nin günümüz drenajını kazanmış olduğunu ve güneydeki aktif faya doğru eğimlenme nedeniyle kuzeydeki alanların göreceli yükselerek havzaya daha çok çökeline taşındığını vurgulamaktadır. Diğer yandan aynı çalışmacılar, bugünkü Gediz Nehri'nin graben dışında kalan kesiminin grabene kavuştuğu noktada bir alüvyon yelpazesi oluştuğunu ve bu yelpazenin, büyük olasılıkla o dönemde Gediz Nehri'ne kavuşan Gördes Çayı'nın Gölarmara doğusundaki kesiminin önünü tıkayarak Marmara Gölü'nün meydana gelmesine neden olduğunu belirtirler. Gölarmara Havzası'nın yarım graben olmadığı, kuzeydoğu havza kenarlarının da fayla sınırlandırıldığı daha sonraki çalışmalarda ortaya konulmuştur (Konak, 2002). Ayrıca bu havza kenar fayları, Türkiye Diri Fay Haritaları'nda Holosen Fayı sınıfında değerlendirilmiştir (Emre

vd., 2018). Gölmarmara havzasını sınırlayan ve bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Gölmarmara Fayı dışındaki diğer yapısal süreksizlikler ise Kemardamları segmenti ile Akselendi Fayı'dır. 18 km uzunluğundaki Kemardamları Segmenti, Poyrazdamları'nın güneydoğusundan başlayarak ortalama K40B uzanımıyla Beyler'e kadar devam eder (Şekil 1c). Doğu sınırının devamında yer alan 19 km uzunluğundaki Akselendi Fayı ise, adını aldığı Akselendi'den başlayarak iç bükey geometri ile havzanın kuzeydoğu ve kuzey sınırı ile Karahöyük Dağı'nı güneyden sınırlayarak burada sonlanır.

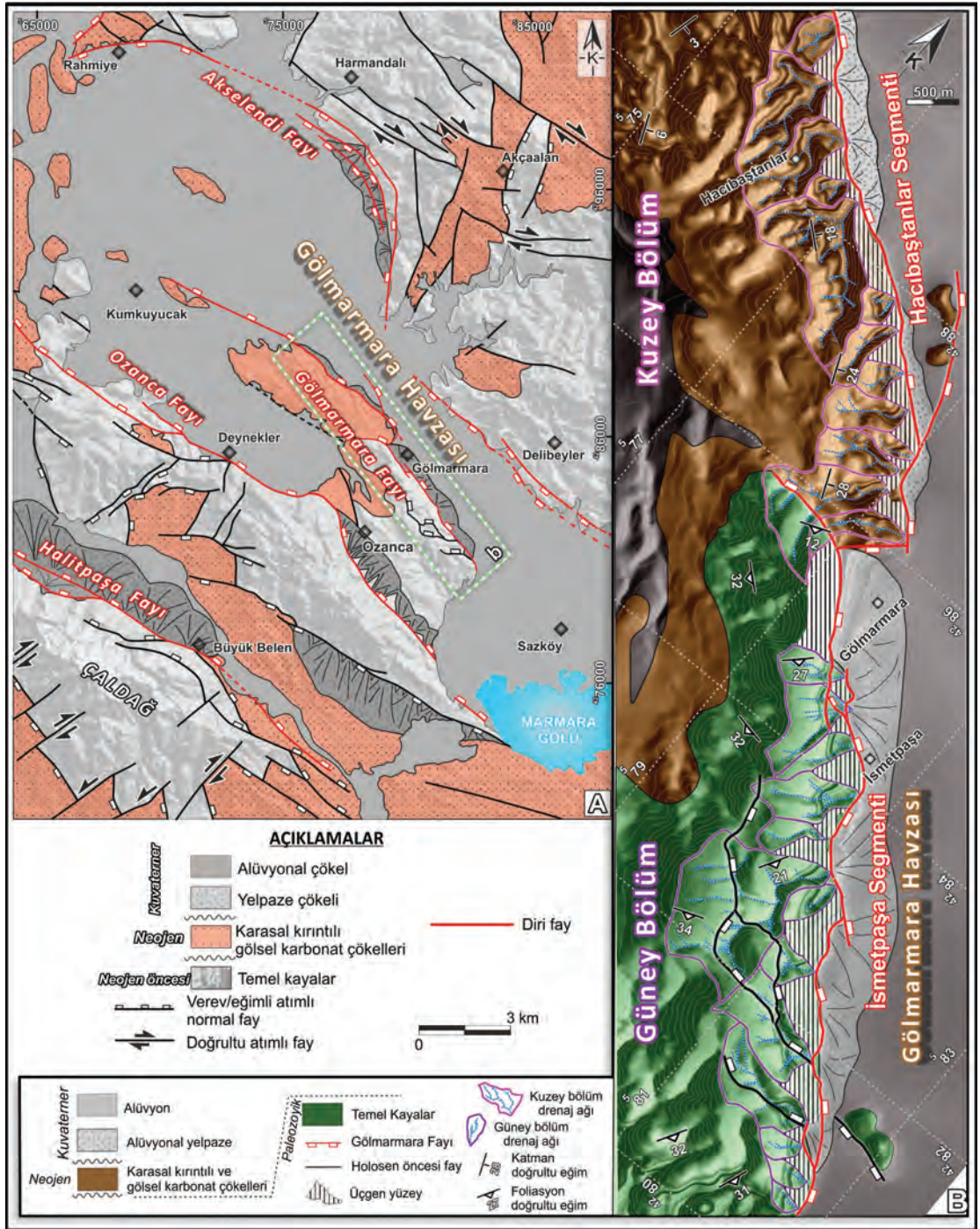
Gölmarmara Fayı

Gölmarmara Fayı ilk olarak Ketin (1968)'in yapmış olduğu Türkiye Sismotektonik Haritası'nda herhangi bir isimlendirilme yapılmadan türü ayırtılmamış fay olarak gösterilmiştir. Seyitoğlu ve Scott (1996) ise aynı fayı normal fay karakterinde bir yapısal süreksizlik olarak haritasında belirtmiştir. Şaroğlu vd. (1992)'nin hazırlanmış olduğu Türkiye Diri Fay Haritası'nda yer almayan bu süreksizlik, diri fay sınıfı altında ilk kez Emre vd. (2012)'de ayırtlanmış ve Gölmarmara Fayı şeklinde isimlendirilmiştir. Çalışmacılara göre, Gediz Graben Sistemi içinde, Holosen aktivitesine sahip, 18 km uzunluktaki tek bir geometrik segmentten oluşan fay, KB-GD doğrultulu ve 60-70 KB eğimli normal fay karakterindedir (Emre vd. 2018). Emre vd., (2018) önceki çalışmalarında bu fayla ilgili kinematik özelliklere bağlı kalarak fayın üretebileceği maksimum deprem büyüklüğünün $M_w:6,52$ olacağını savunmaktadır.

İleride detayları aktarılacak olan bu çalışmada elde edilen arazi gözlemleri ve morfometrik hesaplamalar, Gölmarmara Fayı'nın başlangıçta iki segmentten oluştuğunu ortaya koymaktadır. Bu segmentler; güneydoğuda İsmetpaşa ve

kuzeybatıda Hacıbaşanlar Segmenti olarak isimlendirilmiştir. Genel olarak KD'ya eğimli Gölmarmara Fayı basamaklı bir geometri sunar (Şekil 1c). Bu basamaklı geometri içinde fayın güneydoğusunda görece daha güneyde kalan 7 km'lik İsmetpaşa Segmenti, Sazköy KB'sinden başlar ve KB doğrultusu boyunca İsmetpaşa yerleşim alanına doğru uzanır. Bu alanda segment, birbirine paralel/yarı paralel birçok sentetik fay parçası ile havzaya doğru basamaklı bir geometri sunar. Fay, Gölmarmara yerleşim alanının olduğu alanda sağa sıçrayarak kuzeyde kalan 11 km'lik Hacıbaşanlar Segmenti'ne geçiş gösterir. Ortalama K50B doğrultulu ve görece daha kuzeyde bulunan bu segment, Hacıbaşanlar üzerinden kuzeybatıya doğru ilerler, Kumkuyucak kuzeybatısında sonlanır (Şekil 2).

Bu çalışma kapsamında yapılan gözlemler ve önceki çalışmalar ışığında, Gölmarmara Fayı boyunca yüzlek veren kaya birimleri, yaşlıdan gence doğru; (i) Paleozoyik metamorfik kayalardan yapıları Temel Kayalar, (ii) Neojen yaşlı karasal kırıntılı ve karbonatlı çökeller ve (iii) Güncel havza dolgusunu oluşturan alüvyon yelpazesi çökelleri ve alüvyonlar olmak üzere 3 ana grup altında toplanabilir (Şekil 2). Gölmarmara Fayı'nın taban bloğu boyunca güneydoğuda yüzlek veren temel kayalar baskın olarak metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Candan vd. (2011)'in Menderes Masifi'nin örtü serisine dâhil ettiği bu kayalar genelde Paleozoyik yaşlı meta-kırıntılılardan ve yersel olarak metabazit ve mermerlerden yapılarıdır. Gölmarmara Fayı taban bloğunun kuzeybatısında yüzlek veren Neojen yaşlı karasal çökeller ise, Kaya vd. (2004) tarafından alüvyon yelpazesi, delta ve göl gibi fasiyesler ile simgelenen kömür arakatlı kırıntılı ve karbonatlardan oluşan bir tortul paket olarak değerlendirilir.



Şekil 2. A) Çalışma alanının temel birimlerini ve yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Diir faylar bu çalışmada haritalanmıştır). **B)** Gölarmara Fayı boyunca yükselen blokta meydana gelen havzaları gösteren drenaj ağı haritası.

Figure 2. A) Simplified geological map showing the basic units and structural elements in the study area (Active faults mapped in this study). **B)** Drainage network map showing the locations of the basins occurring in the footwall of the Gölarmara Fault.

Gölmarmara Havzası'nın modern havza dolgusu ise, fayın tavan bloğunda baskın olarak havza kenarlarını sınırlayan aktif fay parçalarının kontrolünde gelişen kolüvyal çökeller ve alüvyal yelpazeler ile havza düzlüklerinde biriken alüvyondan oluşmaktadır. Alüvyal yelpaze çökelleri baskın olarak açık gri-kahverengi renkli çakıltaşı, kumtaşı ve az miktarda çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Kolüvyal çökeller ise güneybatıda metamorfik, kuzeybatıda ise tortul kökenli köşeli blok ve çakıllardan yapıldır. Özellikle alüvyon yelpazesi çökelleri, havzanın orta bölümüne doğru alüvyon düzlüğü fasiyesindeki çökeller ile yanall ve düşey geçili dokanakla temsil edilir.

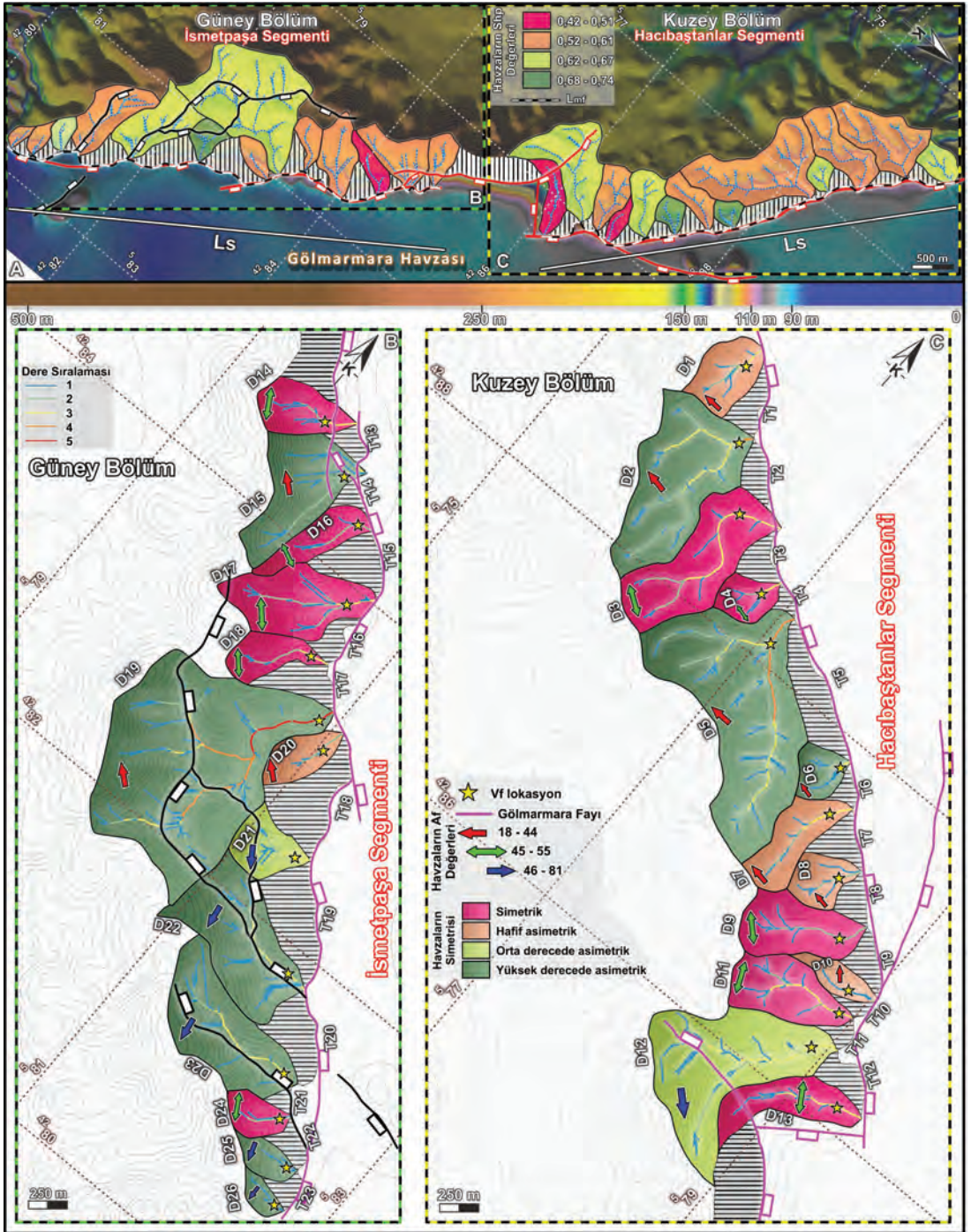
KULLANILAN VERİ SETLERİ VE METODOLOJİ

Gölmarmara Dağı'nın kuzeydoğu yamacında, Gölmarmara Fayı'nın taban bloğundaki drenajağını oluşturan 26 adet drenaj havzasında morfometrik analiz yapılmıştır. Drenaj ağını oluşturan akarsular Strahler (1952)'ye göre sınıflandırılmıştır. Bu drenaj havzaları, Gölmarmara Fayı'nın geometrisi göz önüne alınarak kuzey ve güney bölüm olmak üzere iki grup içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 3). Numaralandırma kuzeyden D1 ile başlayıp güneyde D26 ile bitecek şekilde yapılmıştır. Geometrik özelliklerine göre drenaj ağları arasında kalan ve fay segmentleri ile doğrudan dokanak halinde 23 adet üçgen ve trapezoidal yüzey (T1-23) ayırtlanmıştır.

Son yıllarda, yüksek çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üzerinde

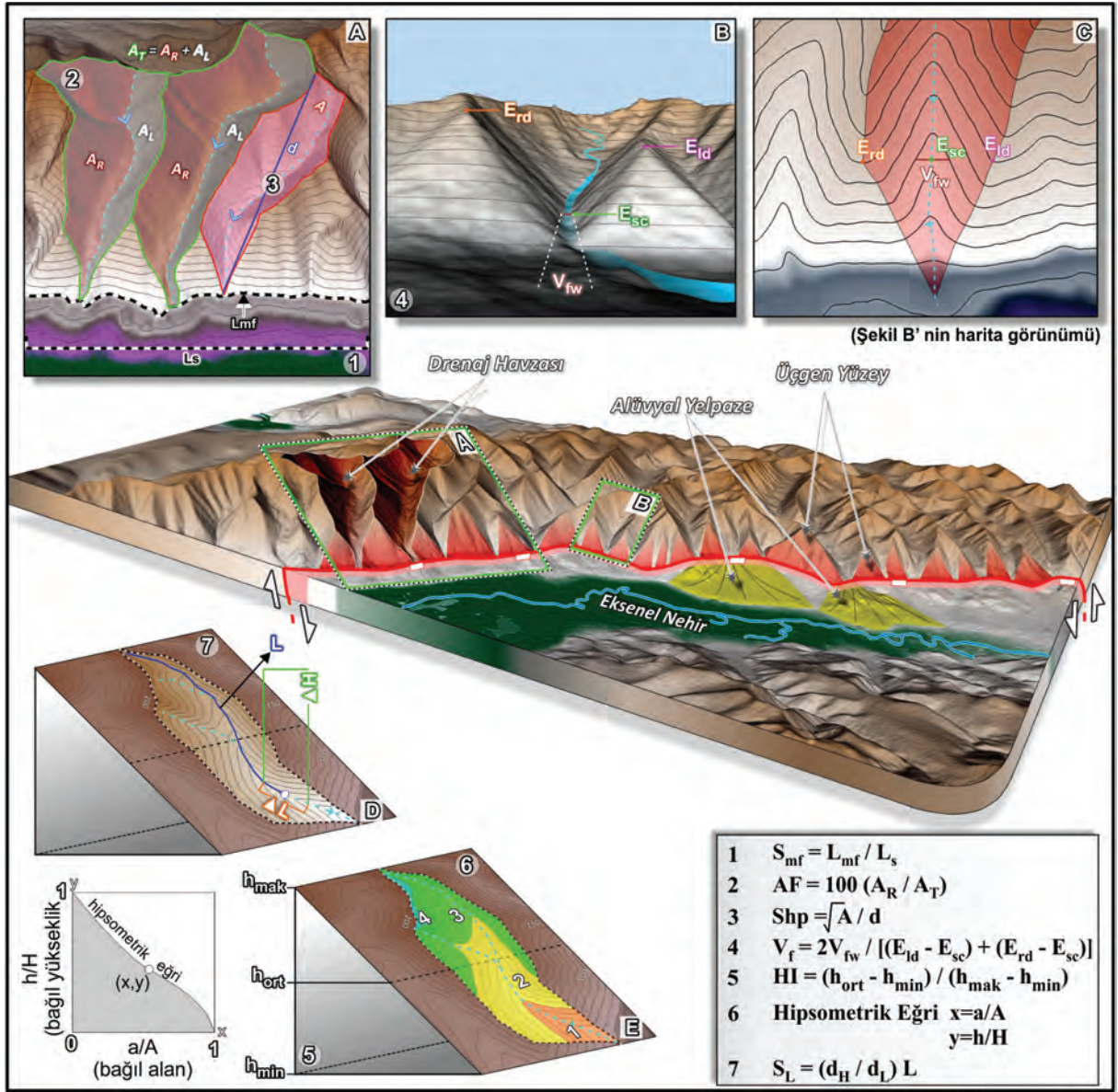
gerçekleştirilen morfometrik hesaplamalar, topoğrafik haritalara uygulanan geleneksel yöntemlere göre daha hızlı, daha objektif ve daha fazla çoğaltılabilir ölçümler sağlamaktadır (Bahadır ve Özdemir, 2011). Sayısal ölçüm ve jeomorfolojik analizler, topoğrafik haritaların (1:10000) sayısallaştırılmasıyla (iterasyon sayısı 20) SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) ve ALOS PALSAR-12.5m verileri kullanılarak, ArcMAP® ve Schwanghart ve Scherler (2014)'e ayrıntıları verilen Matlab® (TopoToolbox 2.1) eklentisi yardımıyla yapılmıştır. SYM'nde var olan boş pikseller Sink fill yöntemiyle Bilinear Interpolation metodu kullanılarak ArcMAP®'de düzeltilmiştir. Bu çalışmada doğruluk payına en yakın sonuçların elde edilmesi için sayısallaştırılmış topoğrafik haritalardan üretilen SYM (10x10m) ve Hergarten vd. (2016)'da önerilmiş küçük drenaj havzalarında akarsuların indis yaklaşım metodları kullanılmıştır.

Jeomorfolojik indislerin bazı tektonik ortamlarda yerel erozyon ve/veya kaya yükselme oranlarıyla ilişkili olduğu bilinmektedir (Montgomery ve Brandon, 2002; Wobus vd., 2006; Kirby ve Whipple, 2012). Jeomorfolojik indisler tektonik olarak aktif eğim atımlı normal fayların evrimini tanımlamak için de sıklıkla kullanılır (Burbank ve Anderson, 2011; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm vd., 2002). Gölmarmara Havzası'nın tektonik aktivitesini değerlendirmek üzere bu çalışmada kullanılan jeomorfolojik indislerin tanımlamaları ayrıntılı olarak anlatılmış ve özet bilgileri Şekil 4'te sunulmuştur.



Şekil 3. Gölmarmara Havzası'nın hesaplanan ana jeomorfolojik indislerini gösteren şematik harita; B) güney sektör, C) kuzey sektör. AF değerleri oklarla gösterilmektedir, Shp ve asimetri sınıfları renklerle anlamlandırılmıştır. Sarı yıldızlar V_f lokasyonlarını göstermektedir.

Figure 3. A) Schematic map showing the main geomorphic indices calculated for the Gölmarmara Basin; B) the southern sector; C) the northern sector. AF values are represented by an arrow, Shp and asymmetry shown by a color indicating the class. Yellow stars show the locations of V_f .



Şekil 4. Bu çalışmada kullanılan morfometrik indislerin ayrıntılı şematik gösterimi. Formüller sırasıyla; (S_{mf}) Keller 1986; (AF) Hare ve Gardner 1985; (Shp ve V_f) Bull ve McFadden 1977; (HI ve Hipsometrik Eğri) Keller ve Pinter 2002; (S_L) Hack 1973'ten alınmıştır.

Figure 4. Detailed schematic presentation of the morphometric indices used in this study. Formulas were taken from; (S_{mf}) Keller 1986; (AF) Hare and Gardner 1985; (Shp and V_f) Bull and McFadden 1977; (HI and Hypsometric Curve) Keller and Pinter 2002; (S_L) Hack 1973.

Jeomorfolojik indis sonuçlarını yorumlamadan önce, indislerde değişimlere yol açan kayaç türlerinin aşınmaya karşı dayanımları incelenmiştir (Topal, 2019b). Selby (1980)'e göre tanımlanmış kaya direnci sınıflamasına göre

inceleme alanındaki birimlerin dayanıklılığı şu şekildedir; düşük dayanımlı (alüvyon yelpazesi çökelleri ve alüvyonlar), orta dayanımlı (karasal kırıntılı ve karbonatlı kayalar) ve yüksek dayanımlı (meta-kırıntılılar, metabazit ve mermerler)

olmak üzere üç kategoriye ayrılmıştır. İsmetpaşa Segmenti'nin sınırladığı drenaj alanlarının tamamı yüksek dayanımlı (metamorfik), Hacıbaştanlar Segmenti'nin ise orta dayanımlı (karasal kırıntılılar) kayalardan oluşmaktadır. A_f , V_f , S_L , HI ve Hipsometrik eğri hesaplamaları üzerinde kayaçların dayanımlarının hesaplamalar üzerindeki etkileri sonuçlar ve tartışma başlığı altında irdelenmiştir.

Dağ önü Sinüslüğü ($S_{mf} = L_{mf} / L_s$): Bull (1977) tarafından tanımlanan dağ önü sinüslüğü, dağ cephesini oymaya çalışan aşındırma kuvvetleri ile dağ cephesini düzleştirmeye çalışan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi gösteren bir indistir. L_{mf} , dağ önünde bulunan belirgin eğim kırıklığı boyunca gelişen dağ cephesini temsil eder. L_s ise ölçüm yapılan yerin düz bir hat boyunca olan uzunluğudur (Şekil 4a). Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler, doğal olarak erozyonel süreçlere karşı baskındır. Bundan dolayı, daha düşük S_{mf} değerleri daha düz dağ önlerini temsil etmektedir. Yükselim hızı çok düşük ve/veya aktivitesini yitirmiş kalıtsal fay çizgiselliği olan dağ önleri, baskın olan erozyonel süreçler nedeniyle düzensiz ya da daha yüksek S_{mf} değerlerine sahiptir. Bull (2008) S_{mf} değerlerinin <1,4 iken düşük, 1,4 ile 3 arasında ise orta derece olduğunu belirtmiştir. Düşük ve orta dereceli S_{mf} değerlerinin, yüksek tektonik aktiviteye sahip dağ önlerinin bir göstergesi olduğu bilinmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2010; Daxberger ve Riller, 2015).

Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı ($V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$): Bull ve McFadden (1977)'nin V-şekilli ve U-şekilli vadi profillerini sayısal olarak ayırmak için tanımladığı bir jeomorfolojik indistir. Burada V_{fw} , vadi tabanının genişliği, E_{ld} ve E_{rd} , sırasıyla sol ve sağ vadi bölmelerinin yüksekliği, E_{sc} ise vadi tabanının yüksekliğidir. V_f indisi hesaplanırken formüldeki parametreler (Şekil 4b ve c) her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır. Bu uzaklıklar havzaların büyüklüklerine göre

birçok çalışmada değişkenlik göstermektedir (Ramírez-Herrera, 1998; Bull, 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Softa vd., 2018). Genelde küçük yüzölçümüne sahip havzalarda 100-250 m arası, büyük havzalarda ise 500 m - 1km arası uzaklıklar tercih edilir (Özkaymak ve Sözbilir 2012). Yüksek V_f değerleri düşük yükselim hızına, düşük V_f değerleri ise dereler tarafından derin kazanmış vadileri, dolayısıyla aktif olarak yükselen alanları gösterir (Keller ve Pinter, 2002). Derin V-şekilli vadiler ($V_f < 1$) çizgisel gidişli ve aktif yükselmeye bağlı olarak akarsuyun tabanı hızlı kazındığı ve aşındırdığı vadiler, düztabanlı vadiler ($V_f > 1$) ise nispeten tektonik durgunluğa bağlı vadi tabanının erozyonel süreçlerle doldurulduğu vadiler olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña vd., 2010).

Asimetri Faktörü ($AF = 100(A_R/A_T)$): Drenaj alanı asimetri faktörü, tektonik kontrolle gelişmiş havzalarda, tektonik rejimin izlerinin tespiti için kullanılmaktadır (Cox, 1994; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). A_R drenaj havzasının akış yönünde bakarken ana derenin sağında kalan alan, A_T ise drenaj havzasının toplam alanıdır (Şekil 4a). Tektonik açıdan aktif havzada eğim meydana gelir ve böylece dereler havzada asimetrik bir şekilde konumlanırlar. Eğimin (tiltlenmenin) fazla olduğu tarafta ana derenin de eğimlenerek göç etmesi beklenir. Bunun sonucunda tektoniğin hızı ve türü, drenaj ağı havzasında belirgin bir çarpılma yaratır (Hare ve Gardner, 1985). 50'nin altındaki veya üstündeki AF değerleri, havzanın asimetrik olduğunu gösterir (Pérez-Peña vd., 2010). 50'nin altında çıkan değerler ana dere akış yönünün soluna, 50'nin üstünde çıkan değerler ana dere akış yönüne göre sağa eğimlenen havza anlamına gelmektedir. Bulunan AF sonuçlarını, eğimlenme derecelerine göre sınıflama yapmak da mümkündür. Bu noktada Pérez-Peña vd. (2010) $AF^S = 50 - (100(A_R/A_T))$ denklemini kullanarak AF^S sonuçlarını dört bölümden oluşan bir sınıflama oluşturmuştur. Bunlar; $AF^S < 5$ (simetrik havzalar), $AF^S = 5-10$ (hafif asimetrik havzalar), $AF^S = 10-15$

(orta dereceli asimetrik havzalar) ve $AF^S > 15$ (yüksek derecede asimetrik havzalar)'dır. Ayrıca akarsu göçü ile ilişkili olan AF hesaplamalarının da kaya dayanımı ile direkt ilişkisi bulunmaktadır. Cox (1994)'un yapmış olduğu çalışmada, havza asimetrisine neden olacak ana akarsu yatağının göçüne tektonik nedenlerin olabileceği gibi düşük dayanımlı kayaçların da sebep olabileceğinden bahsetmiştir.

Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri

($HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$): Bir havzadaki hipsometrik eğri, havza içindeki alan ve yükselimin dağılım ilişkisini temsil eder (Strahler, 1952). Hipsometrik integral (HI) ise hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanır (Keller ve Pinter, 2002). Hipsometrik eğri grafiğinde 0 ile 1 arasında kalan alanların değerleri 0'a yaklaştıkça yüksek derecede aşınmış havzaları, 1'e yaklaştıkça da zayıf derecede aşınmış havzaları tanımlar. Burada, h_{ort} havzanın ana akış sisteminin ortalama yüksekliğini, h_{min} ve h_{mak} ise sırasıyla minimum ve maksimum yüksekliklerini ifade etmektedir (Şekil 4e). Hipsometrik Eğri'ye göre drenaj alanlarının erozyon aşamaları genç, olgun ve yaşlı olmak üzere sınıflandırılır (Strahler, 1952). HI ise, drenaj havzası rölyefi, alanı ve geometrisi ile ilişkilidir (Lifton ve Chase, 1992; Hurtrez vd., 1999). Teorik olarak, içbükey ve S şeklindeki Hipsometrik Eğrilerinin düşük HI değerleri denge aşamalarındaki, yüksek değerleri ise tektonik aktiviteler sırasında gelişen drenaj havzalarını temsil etmektedir (Strahler, 1952; Willgoose ve Hancock, 1998). Diğer yandan, hipsometrik eğrinin şekli ya da hipsometrik indis değerleri, akış sistemini denetleyen tektonik, iklimsel ve litolojik faktörler hakkında da önemli bilgiler verir (örn. Huang ve Niemann, 2006; Moglen ve Bras, 1995; Willgoose ve Hancock, 1998). Bu çalışmada sonuçlar, Xue vd. (2017)'nin önerdiği sınıflama altında değerlendirilmiştir. Bu sınıflamada $< 0,25$ düşük, $0,26-0,37$ arası orta, $> 0,38$ ise yüksek derece olarak tanımlanmakta, $0,6$ 'dan büyük HI değerleri ise yükselme hızı oranının düşük olduğuna işaret

etmektedir. Hesaplamalar için farklı ArcGIS® uzantılı programlar kullanılabilir (örn. Pérez-Peña vd., 2009a). Fakat yazılan bu scriptler genelde eski sürümler (ArcGIS 10.1® öncesi) için olduğundan güncel sürümlerde çalışmamaktadır. Farklı yöntemler veya programlar kullanılacaksa mutlaka kullanılan SYM'nin float tip ise 'Spatial Analyst Toolbox' kullanılarak önce 'integer' formatına dönüştürüp 'Equal Interval' metodu kullanılarak alanlar 100 adet eşit alana bölüdüğünden emin olunması gerekmektedir. Bu çalışmada Matos ve Dilts (2019)'un hazırlamış olduğu bütünleşmiş script kullanılmıştır.

Şekil Faktörü ($Shp = \sqrt{A/d}$): Drenaj havzasının şekli, ana dere ve hidrolojik kaynaklı oluşan yapıları, yani havza dinamiklerinin tümünü direkt kontrol etmektedir. A, havza drenaj alanıdır, d ise havzanın çapıdır (havza kenarındaki herhangi iki nokta arasındaki maksimum mesafe) (Şekil 4a). Shp, drenaj havzasının şekli ve uygunluğunu tanımlamak için kullanılan uzama oranı olarak da bilinir (Bull ve McFadden, 1977; Kale ve Shejwalkar, 2008). Genellikle tektonik faaliyetlerden etkilenen drenaj havzaları şekil olarak daha uzundur. Öte yandan, dairesel biçimli drenaj havzaları genellikle tektonik durgunluk sırasında gelişir (Bull ve McFadden, 1977). Bu çalışmada sonuçların sınıflanmasında kullanılacak ölçütler Xue vd. (2017)'de belirlenmiş, $Shp > 0,68$ (dairesel), $0,62 < Shp < 0,67$ (orta derece uzamış), $0,52 < Shp < 0,61$ (uzamış), $Shp < 0,51$ (yüksek derecede uzamış)'dir.

Akarsu Eğri – Uzunluk İndisi ($S_L = d_H / d_L * L$): Akarsu eğim değişikliklerini, akarsu akış profili boyunca hesaplayarak nehir aşındırma gücünü vurgulayan bir jeomorfolojik indistir (Hack, 1973). Formüldeki d_H yükseklik değişimi, d_L segmentin uzunluğu ve L, indisin hesaplandığı bölümün orta noktasından drenaj sınırına kadar olan toplam kanal uzunluğudur (Troiani vd., 2014), (Şekil 4d). S_L indisi, bir nehir boyunca topografik kırılma bölgelerini vurgulamak için kullanılmaktadır. Bu tür kırılmaların dağılımı en az üç parametreden

etkilenir. Bunlar; (i) diferansiyel yükselişe neden olan tektonik kuvvet, (ii) litoloji değişimleri ve (iii) yüksek frekanslı deniz seviyesi değişimleridir (Font vd., 2010). Arazi çalışmaları sonucu yapılan haritalama çalışmalarıyla, yükselen blokta yer alan havzaların dere profili boyunca litolojilerinde değişim ve yapısal kıvrımların olmaması (Şekil 2b), S_L ölçüm sonuçlarını sadece tektonik açıdan yorumlanmasını kolaylaştırmıştır. Dünya genelinde yapılan çalışmalarda alınan yükseklik aralıkları 250 ile 100 metre arası değişkenlik göstermektedir (Font vd., 2010; Troiani vd., 2014; Moussi vd., 2018; Topal, 2019a). Bu çalışmada hesaplanan havzaların alanları küçük olması sebebiyle alınan aralık değeri 10 metrede bir seçilmiştir. Bu sebepten, büyük ölçekli çalışmalarda 500 ve üzeri değerlere denk gelen aktif tektonik alanları, bu çalışmada 200 ve üzeri olarak kabul edilmiştir. Hesaplamalar, ArcGIS 10.4® - Spatial Analyst® uzantısıyla kullanılabilen 'Arc Hydro Tools' ve Queiroz vd. (2015)'in üretmiş olduğu 'Knickpoint Finder' eklentileri ile yapılmıştır. S_L hesaplaması, farklı akarsu bölümlendirmesi yöntemlerinde farklı sonuçlar elde edilebilmektedir. Bu çalışmada, küçük alana sahip drenaj alanlarında kullanılması daha uygun olan Troiani vd. (2014)'de uygulanan düşey düzenli aralık metodu ($d_H=5m$ 'de bir) uygulanmıştır. Hack Index sonuçları Inverse Distance Weighting (IDW) yöntemi ile interpolasyonu alınarak hesaplanmıştır.

Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı: Üçgen yüzey geometrisi (facet) üç temel parametreden oluşmaktadır. Bunlar, taban uzunluğu (BL), genişlik (W) ve yükseklik (H)'dir. Bu parametrelerle, Tsimi ve Ganas (2015)'in önermiş olduğu hesaplamalar kullanılarak, fayların taban bloğundaki yükselimi, litoloji ve fayların aktifliği temel alınarak 4 farklı formülle hesaplamak mümkündür. Formül seçiminde, çalışma alanının litolojisi ve fayın aktivitesine göre tavsiye edilen 4 numaralı denklem kullanılmıştır ($Y=0,005X+0,026$). Burada Y: yükselim hızı

(mm/yıl), X: Üçgen yüzey yüksekliği (metre)'dir. Doğruluk payı için yapılan çalışmalarda bulunan R^2 değeri ise 0,327'dir. Bu çalışma kapsamında SYM üzerinden elde edilen değerler ArcGIS® programı kullanılarak hesaplanmıştır.

MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI

Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

Dağ önü çizgiselliğini oluşturan ve Gölarmara Fayı'nın geometrik özelliklerine bakılarak yapılan inceleme sonucu S_{mf} değerlerinin kuzey bölümdeki Hacıbaştanlar Segmenti için 1,15, güneyde İsmetpaşa Segmenti için ise 1,14 olarak hesaplanmıştır (Çizelge 1).

Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

Hacıbaştanlar Segmenti'ndeki yükselen blok üzerinde tanımlanan 13 drenaj havzasından elde edilen V_f sonuçları 0,33 ile 1,84 arasında değişirken; İsmetpaşa Segmenti üzerinde tanımlanan 13 adet drenaj havzası üzerinde hesaplanan V_f değerleri 0,20-1,05 arasında değişim sunmaktadır (Çizelge 1).

Asimetri Faktörü (AF)

Hacıbaştanlar Segmenti üzerindeki 13 havza üzerinde hesaplanan AF değerleri 27-64 arası değerler sunmaktadır. İsmetpaşa Segmenti üzerinde yer alan 13 havzada ise 18-81 arası değerler hesaplanmıştır (Çizelge 1 ve Şekil 3). Drenaj havzalarının eğimlenme derecelerine göre yapılan AF^S sınıflama sonuçları ise; Hacıbaştanlar Segmenti için 0-22 arasında değişirken baskın olarak hafif asimetrik-yüksek derece asimetrik, İsmetpaşa Segmenti için ise 1-26 arasında değişirken baskın olarak orta dereceli asimetrik-yüksek derece asimetrik havza değerleri göstermektedir (Şekil 3).

Şekil Faktörü (Shp)

Drenaj havzalarında yapılan Shp hesaplamaları, değerlerin Hacıbaşanlar Segmenti için 0,42-0,74, İsmetpaşa Segmenti'nde ise 0,44-0,71 arasında değiştiğini göstermektedir (Çizelge 1 ve Şekil 3a). Elde edilen sonuçlar seçilen sınıflamaya göre her iki segment için drenaj havzalarının orta derece uzamış ve uzamış havzalardan oluştuğuna işaret etmektedir.

Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri

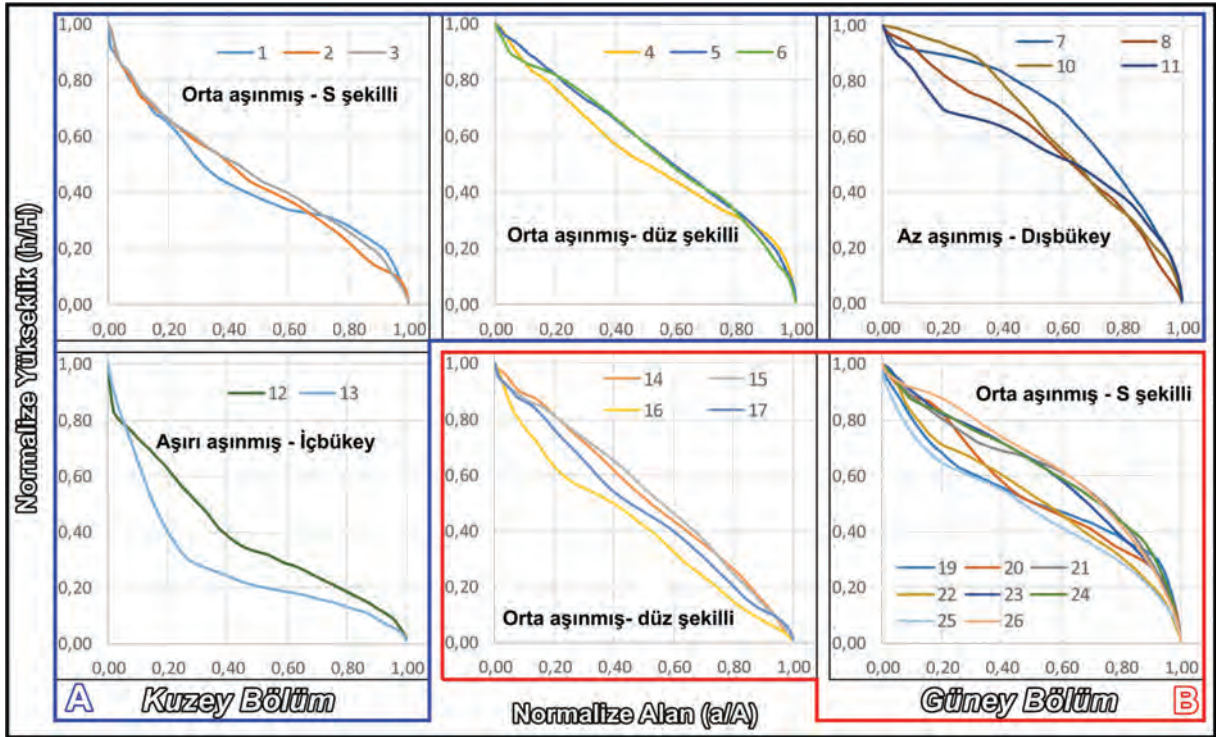
Gölmarmara Fayı'nın yükselen taban bloğunda konumlu 26 adet drenaj alanının gelişimini

ifade eden HI değerleri ile Hipsometrik Eğri yorumlamaları segment bazında kuzey ve güney bölüm için ayrılarak ele alınmıştır. Buna göre, kuzeyde bulunan Hacıbaşanlar Segmenti'nin taban bloğundaki 13 drenaj alanı için HI değerleri 0,28-0,68 arasında değişim gösterirken bu havzalara ait Hipsometrik Eğriler genelde dış bükey-düz ve S şekilleri ile temsil edilmektedir. Diğer yandan güneydeki İsmetpaşa Segmenti'nin yükselen bloğundaki drenaj havzalarının HI değerleri 0,47-0,66 arasında ve Hipsometrik Eğrileri genelde iç bükey-düz ve S şekilli olarak karakterize olurlar (Çizelge 1, Şekil 5 ve Şekil 6).

Çizelge 1. Gölmarmara Havzası ve dağ cephelerinin morfometrik parametreleri ve yükselim oranı. HI: Hipsometrik İntegral, Shp: Şekil Faktörü, AF: Asimetri Faktörü, AF^S: Asimetri Faktörü'nün Simetrisi V_r: Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı, S_{mf}: Dağ Önü Sinüslüğü.

Table 1. Morphometric parameters for the Gölmarmara Basin and mountain fronts and uplift rate (mm/yr). HI: Hypsometric Integral, Shp: Shape Factor, AF: Asymmetry Factor, AF^S: Symmetry of Asymmetry Factor, V_r: Valley Height-Valley Width, S_{mf}: Mountain Front Sinuosity.

Drenaj Adı	HI	Shp	AF	AF ^S	V _r	V _r ^{ort}	S _{mf}	Yükselim Oranı(mm/yıl)	Temel Kayaç Türü	
Hacıbaşanlar Segmenti (Kuzey Havzalar)	D1	0,43	0,67	44	5	0,67			Neojen yaşlı çökeller	
	D2	0,44	0,59	28	21	0,66		0,179		
	D3	0,46	0,56	54	4	0,33				
	D4	0,53	0,65	55	5	0,33				
	D5	0,57	0,57	27	22	0,52				
	D6	0,56	0,74	29	20	1,09				
	D7	0,68	0,54	40	9	0,63	0,73	1,15		0,277
	D8	0,58	0,68	40	9	1,84				0,252
	D9	0,62	0,62	50	0	0,50				
	D10	0,63	0,42	40	9	1,57				
	D11	0,56	0,59	50	0	0,77				0,302
	D12	0,38	0,66	64	14	0,60				
	D13	0,28	0,48	46	3	0,42				
İsmetpaşa Segmenti (Güney Havzalar)	D14	0,52	0,59	52	2	0,50			Metamorfik kayalar	
	D15	0,53	0,59	18	31	1,05		0,360		
	D16	0,41	0,44	46	3	0,64				
	D17	0,48	0,55	52	2	0,20				
	D18	0,66	0,53	18	3	0,38				0,518
	D19	0,53	0,66	46	19	0,21				
	D20	0,55	0,54	40	9	0,91	0,54	1,14		0,434
	D21	0,62	0,71	63	13	0,48				
	D22	0,52	0,63	81	31	0,33				0,512
	D23	0,61	0,56	70	20	0,33				
	D24	0,62	0,69	48	1	0,79				
	D25	0,47	0,54	74	24	0,59				0,348
	D26	0,64	0,55	76	26	0,52				



Şekil 5. Şekil 3a' da gösterilen dağ cepheleri boyunca bulunan 26 havzanın A) Kuzey bölümün B) Güney bölümün hipsometrik eğrisi.

Figure 5. Hypsometric curves A) Northern section B) Southern Section of 26 catchments along mountain fronts shown in Figure 3a.

Akarsu Eğri – Uzunluk İndisi (S_L)

Gölmarmara Fayı'nın havzaya doğru olan basamaklı yapısı ve bu basamakların yükselimdeki denetimini irdelemek için yapılan hesaplamalar; Hacıbaştanlar Segmenti için güneyden gelen kolun girdiği D12-13 havzaları dışında genelde S_L değerlerinin düşük olduğunu ve değerlerde ani değişimlerin olmadığını göstermektedir (Şekil 7b). İsmetpaşa Segmenti'nde ise, tam tersine dağ önünde belirgin olan yüksek S_L değerleri ve drenaj alanlarında geriye doğru değerlerde ani değişimlerin olduğu belirlenmiştir (Şekil 7a).

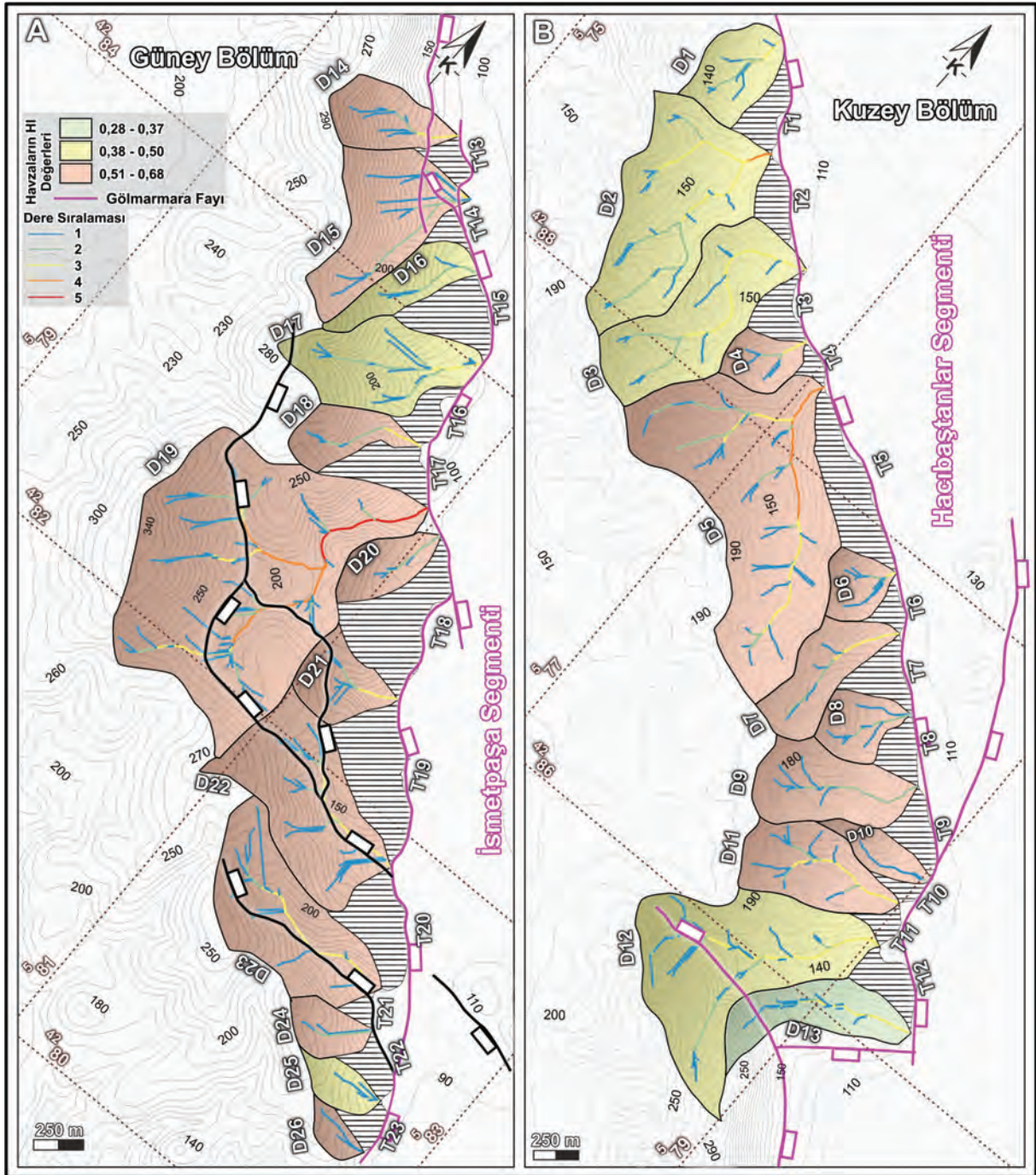
Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı

Gölmarmara Havzası taban bloğunda belirlenen üçü trapezoidal olmak üzere toplamda 23 adet üçgen yapı belirlenmiştir. Dağ önü geometrisine (L_{mf}) göre gruplanıp ortalamaları alınarak

değerlendirilen yükselim oranı sonuçları, Hacıbaştanlar Segmenti için 0,179-0,302 mm/yıl, İsmetpaşa Segmenti için ise 0,348-0,518 mm/yıl olarak elde edilmiştir (Çizelge 1).

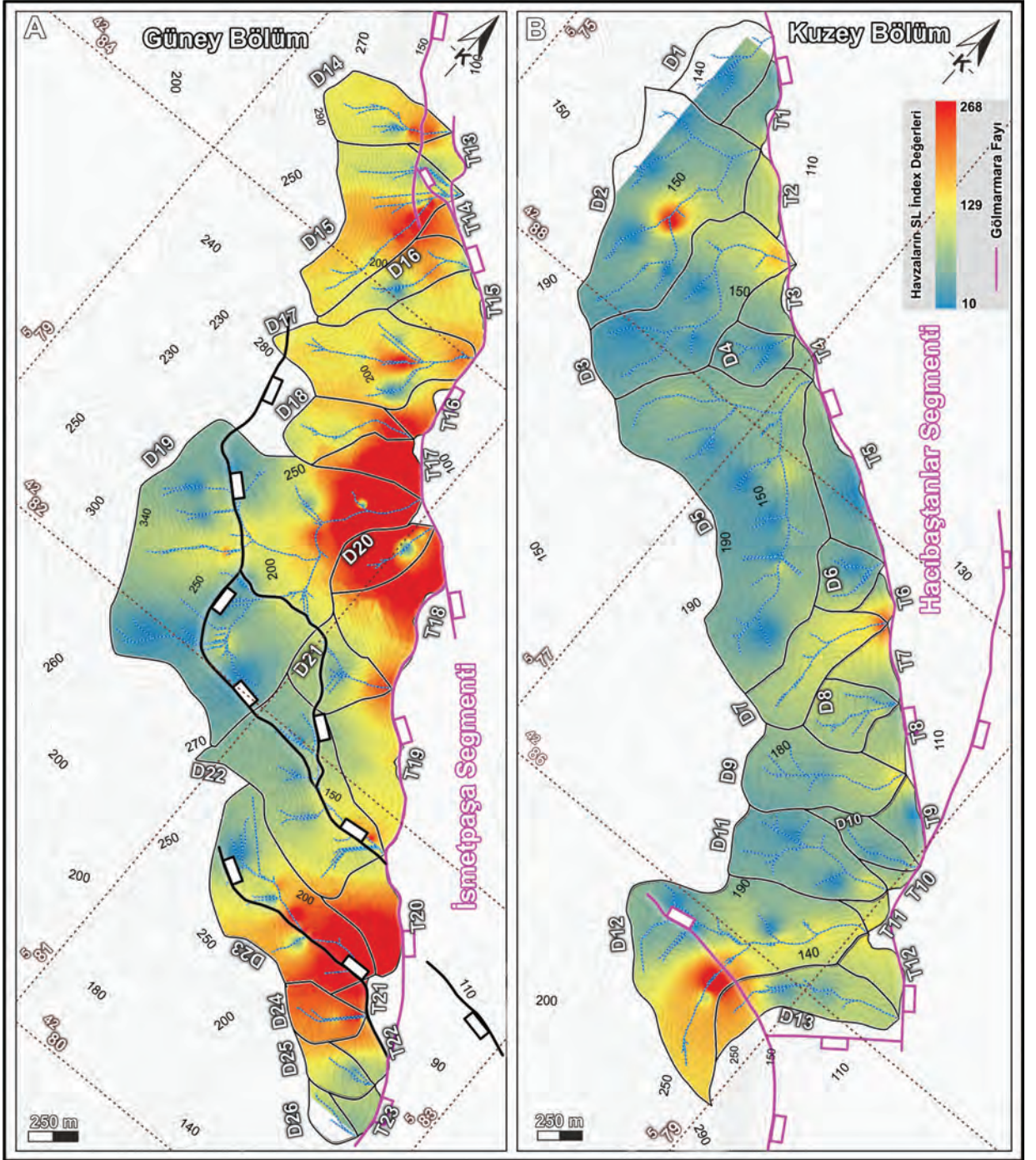
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Arazi gözlemleri ve jeomorfolojik çalışmalar Gölmarmara Havzası'nı sınırlayan Gölmarmara Fayı'nın iki segmentten oluştuğunu göstermektedir. Buna göre, Gölmarmara Fayı, Hacıbaştanlar Segmenti ve İsmetpaşa Segmenti olmak üzere iki geometrik segmente ayrılmıştır. Gölmarmara Fayı'nın yükselen bloğunun güney bölümünde baskın olarak metamorfik kayalardan oluşan Paleozoyik yaşlı Temel Kayalar ve kuzey bölümünde ise Neojen yaşlı karasal kırıntılı ve gölsel karbonat çökeller yer almaktadır.



Şekil 6. Çalışma alanındaki drenaj havzalarının hipsometrik indis (HI) haritası.

Figure 6. Hypsometric index (HI) map of the drainage basins in the study area.



Şekil 7. İnterpolasyon ile elde edilen S_L indis haritası.

Figure 7. S_L index map obtained by interpolation.

Gölmarmara Dağı üzerinde gelişen 26 adet drenaj havzası ve 23 adet üçgen yapıda hesaplanan jeomorfolojik analiz sonuçları günümüzde, Marmara Gölü'nde oluşmakta olan havzanın Gölmarmara Fayı'nın yapısal kontrolü altında geliştiğini ve bu baskın kontrolün Gölmarmara Havzası'nın güneybatı kenarı geometrisini de şekillendirdiğini göstermektedir.

Gölmarmara Fayı tarafından sınırlandırılan dağ önü boyunca hesaplanan S_{mf} değerleri birbirlerine aşırı derecede benzer şekilde Hacıbaştanlar Segmenti için 1,15, İsmetpaşa Segmenti için ise 1,14'tür (Çizelge 1). Bu sonuçlara göre Gölmarmara Havzası güney kenar fayı için hesaplanan S_{mf} değerlerinin 1,4'den küçük olma durumu söz konusudur. Bu durum, dere boyunca geniş yayılım sunan erozyon ve fay faaliyetlerinin göstergesi olarak kabul edilirken (örn.; Daxberger ve Riller, 2015; Xue vd., 2017), kenar fayı boyunca tektonik olarak yükselimin ve aktivitenin (Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2010; Daxberger ve Riller, 2015) fazla olduğuna işaret eder.

Hesaplanan V_f sonuçları (Çizelge 1) Gölmarmara Fayı'nın taban bloğunda yer alan drenaj havzalarının derin V-şekilli vadiler ile temsil edildiğini göstermektedir. Gerek Hacıbaştanlar gerekse İsmetpaşa segmentlerinde hemen hemen tüm drenaj alanlarının <1 olması durumu söz konusudur. Vadi tabanı genişliği - yüksekliği oranının (V_f) < 1 olma durumu Keller ve Pinter (2002) ve Pérez-Peña vd. (2010)'da da belirtilen çizgisel gidiş sunan akarsuyun aktif tektonik etkisinde yükselmeye bağlı olarak vadi tabanını hızlı kazıdığı ve aşındırdığı anlamına gelmektedir. V_f ve S_{mf} sonuçlarının birbirlerini tektonik, jeomorfolojik ve morfometrik olarak desteklemesi nedeniyle, birlikte değerlendirildiklerinde fayın aktivitesinin yüksek olduğu yorumu kolaylıkla yapılabilmektedir. Diğer yandan V_f değerlerinin Hacıbaştanlar Segmenti'nde ortalama 0,73, İsmetpaşa Segmenti'nde ise göreceli olarak daha düşük ve 0,54 olarak hesaplanmış olması,

segmentlerin taban bloğundaki farklı kökendeki kaya topluluklarının litoloji/reoloji ilişkisi içinde metamorfik kayaların Neojen yaşlı karasal kırıntılı çökellerden daha dayanımlı olması ile ilişkilidir (Çizelge 1). Bilindiği gibi, normal fay geometrisinde atımın en yüksek olduğu yer merkez, atımın en düşük olduğu yer ise, fayın sönümlendiği uç noktalarıdır (Roberts, 1996). Bu bağlamda, fayların başlangıç bitiş ve merkez bölümlerinde konumlanmış drenaj havzalarının Asimetri Faktörü (AF) sonuçları da önem arz eder. Hacıbaştanlar Segmenti'nde bulunan (D1, D2, D5, D6, D7, D8) drenajlarında $AF < 50$ altındaki değerler eğimlenmenin KB'ye, İsmetpaşa Segmenti'nde (D21, D22, D23, D25, D26) havzalarında $AF > 50$ üstü değerler ise eğimlenmenin GD'ye olduğunu gösterir. Bu iki segmentin birleşim noktası ve Gölmarmara Fayı'nın günümüzdeki orta bölümünü temsil eden D9, D11, D13 ve D14 drenaj havzalarında ise 50 ve 50'ye yakın değerler hesaplanmıştır (Şekil 4a ve b). Gölmarmara Fayı'nın AF^S değerleri de, drenaj havzalarının fayın en güneydoğu ve en kuzeybatı ucuna gidildikçe yüksek derecede asimetric, fayın merkez konumuna gidildikçe simetric özellik kazandığını göstermektedir (Şekil 3b ve c). Gerek AF, gerekse AF^S değerleri Gölmarmara Fayı'nın normal fay geometrisi ve kinematığı içinde davranmasının yanı sıra, fayın taban bloğunda, yeni yükselen ve yükselmeye devam eden bir dağın, dolayısıyla genç bir fayın varlığına da işaret etmektedir.

Havza Şekil Faktörü'ne (Shp) ilişkin hesaplamalarda, her iki segment için de benzer sonuçlara ulaşılmıştır (Hacıbaştanlar Segmenti için 0,42-0,74, İsmetpaşa Segmenti için 0,44-0,71). Elde edilen sonuçlar seçilen Xue vd. (2017) sınıflamasına göre değerlendirildiğinde her iki segment için drenaj havzalarının orta derece uzamış havzalardan oluştuğu (Şekil 3a) ve havza kenarının aktif tektonik faaliyetlerden etkilenecek halen yükselmeye devam ettiğine işaret etmektedir.

Hipsometrik İntegral (HI) hesaplarına göre, bütün drenaj havzalarının genç ve tektonik olarak aktif bir aşamada olduğunu gösteren 0,38'den büyük yer yer 0,68'lere ulaşan yüksek HI değerleri elde edilmiştir. Bunun yanında Hacıbaştanlar Segmenti'nde gözlenen içbükey şekilli hipsometrik eğriler ise, havza litolojisi ile açıklanabilir. İçbükey ve düz şekilli eğrilerin olduğu havzalarda daha çok Neojen yaşlı karasal kırıntılı kaya birimlerinin yer aldığı görülmektedir (Şekil 2b ve 5a). Litolojinin değişmemesine rağmen gözlenen dışbükey şekilli hipsometrik eğriler ise hızlı yükselim alanlarına karşılık gelmektedir (Şekil 5a). Karasal kırıntılı sedimanların aşınma oranı, İsmetpaşa Segmenti'nde bulunan metamorfik temel kayalara göre daha fazla olduğundan, bu alanlarda içbükey veya düz şekilli hipsometrik eğriler daha yaygın olarak gözlenirler. Kısaca yüksek HI değerleri ile birlikte içbükey ve düz şekilli hipsometrik eğri sunan havzaların varlığı, aşınmanın yükselim hızından daha yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. S şekilli hipsometrik eğri sunan havzaların varlığı ise, basamaklı yapıya sahip Gölarmara Fay Zonu'nun, havzaya doğru gençleşen ve yeniden aktifleşen fayların varlığını da ortaya koymaktadır. Havza olgunluğu açısından, yüksek dereceli HI değerleri, olgunlaşmamış genç havzalara işaret etmektedir.

HI ve Hipsometrik Eğri sonuçları, Gölarmara Fayı'nın segment bazında aktivitesini ortaya koyabildiği gibi, segmentlerin kendi içinde de göreceli olarak kıyaslanmasına imkân sağlamaktadır. Hacıbaştanlar Segmenti'ne ait drenaj havzalarındaki hesaplamalarda, (Şekil 6b) segmentin bitiş noktalarında kalan D12, D13, D1, D2, D3 havzalarından düşük HI değerlerine sahip içbükey şekilli hipsometrik eğriler elde edilmiştir. Bu durum, zaten tektonik açıdan daha az aktif olan kuzey segment aktivitesinin, henüz bitmediğinin fakat giderek azaldığına da işaret etmektedir. İsmetpaşa Segmenti'nden elde edilen yüksek HI değerleri ve dışbükey şekilli hipsometrik eğriler, havzaların henüz olgunluğa ulaşmamış genç

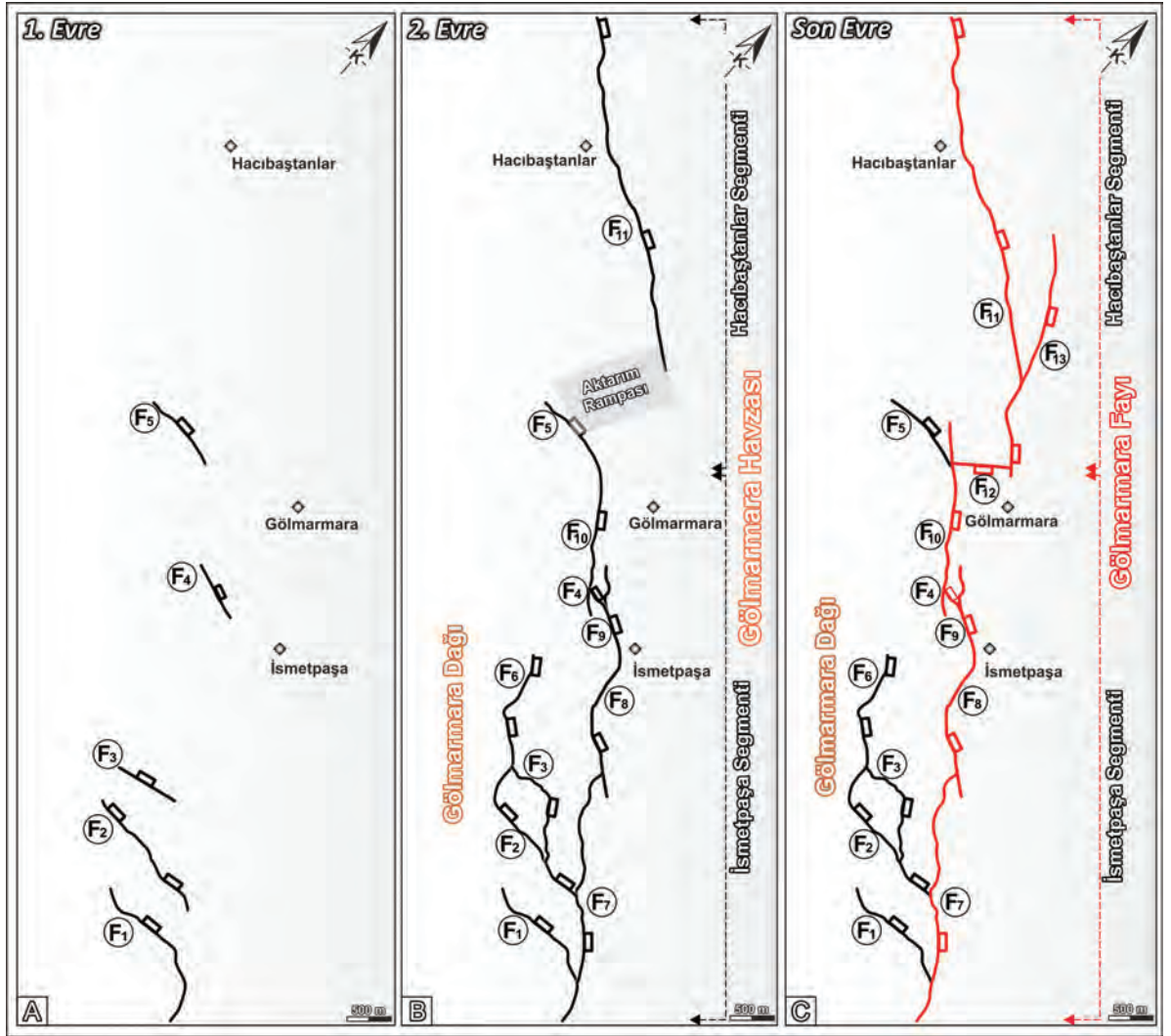
ve gelişmeye devam eden havzalar olduğunu göstermektedir.

Drenaj alanları aktif olarak yükselen bölgeler ve aşınmaya karşı yüksek dirençli kayalara sahip alanlar yüksek S_L değerleri ile temsil edilmektedir. İsmetpaşa Segmenti'nde dağ önünde belirgin olan yüksek S_L değerleri ve bu değerlerin drenaj alanlarındaki ani değişimleri, Gölarmara Fayı'nın basamaklı morfolojisine bağlı profil kırılmalarını ve tektonik yükselimin evreli bir şekilde gerçekleştiğine işaret etmektedir (Şekil 7a). Öncesinde yapılan arazi çalışmalarında haritalanan ve bu yüksek değerli S_L alanlarına karşılık gelen basamak faylarının varlığı da Gölarmara Fayı'nın birden çok fay parçasından evrimleştiğini desteklemektedir. Bu durum bölgesel ölçekte Halitpaşa, Ozanca ve Gölarmara faylarının KD'ya doğru oluşturduğu basamaklı geometride de açıkça gözlenmektedir (Şekil 1c). Özetle, bölgesel ölçekte gelişen tektonik çatı, bu sistemin en KD'sinde konumlu Gölarmara Fayı'nın kendi geometrisi özelinde de çok benzer şekilde görülmektedir. Aşınma kuvvetlerine karşı dayanımı daha yüksek olan metamorfik kayaların içinde gelişen İsmetpaşa Segmenti'nin, dayanımı düşük olan Neojen yaşlı karasal kırıntılı kaya birimleri içinde gelişen Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha yüksek değerler vermesi (Şekil 7), İsmetpaşa Segmenti'nin Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha hızlı yükselime sahip olduğuna da işaret etmektedir. Üçgen yüzeylerde hesaplanan yükselim oranları, bu görüşü destekler niteliktedir. Tsimi ve Ganas (2015) temel alınarak hesaplanan sonuçlara göre, Gölarmara Fayı'nın merkez bölümünde (0,518 mm/yıl) yükselim değeri artarken, kuzeye (0,179 mm/yıl) ve güneye gidildikçe (0,348 mm/yıl) değerlerin azaldığı görülmektedir (Çizelge 1). Buna göre, güney ve kuzey olarak ikiye ayırmış olduğumuz taban bloğu havzalarının ortalama yükselim hızları kuzey bölüm için 0,252 mm/yıl ve güney bölüm için 0,434 mm/yıl olarak hesaplanmaktadır (Çizelge 1).

Arazi verileri, jeomorfolojik belirteçler ve morfometrik analiz sonuçları; Gölmarmara Fayı'nın yapısal, geometrik ve morfolojik olarak 3 aşamada geliştiğini göstermektedir. Bahsedilen 3 aşamadan kasıt, Gölmarmara Havzası'nın oluşum sürecinde ve Gölmarmara Fayı'nın deformasyonu içinde yer alan segmentlerin zaman içinde etki alanlarını arttırması sonucu ilerleyen bir gelişim süreci olarak tanımlanmasıdır. Buna göre, havzanın açılışının ilk evresinde KB-GD doğrultulu kademeli (*en-echelon*) biçimli normal faylar meydana gelmiş, devam eden süreçte bu faylar önce güneydoğudan itibaren birbirlerine bağlanarak İsmetpaşa ve Hacıbaştanlar segmentlerini oluşturmuştur (Şekil 8a ve b). Fay gelişiminin ilk evresi sırasında güneyde KB-GD kademeli (*en-echelon*) biçimli normal faylarla başlayan parçalanma sonrası İsmetpaşa Segmenti'nin oluşması ile ilk önce Neojen öncesi metamorfik kayalardan oluşan güney drenaj havzaları yükselmeye başlamış, Hacıbaştanlar Segmenti'nin oluşumuyla beraber Neojen yaşlı karasal kırıntılardan oluşan kuzey drenaj havzalarının yükselimi ile devam ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Ulaşılan bu yorumun desteklenmesi açısından mekanizma ve havza çökelişi stratigrafisinin detaylı bir çalışma ile anlamlandırılması önerilmektedir. Aynı evrede İsmetpaşa Segmenti'nin kademeli (*en-echelon*) fayların birbirlerine bağlanarak oluşması, fayın basamaklı bir şekilde oluşmasına imkân sağlamıştır. Üçüncü evrede ise, her iki segment aktarım rampası ile birbirlerine bağlanarak, geometrik olarak 2 segmentten oluşan Gölmarmara Fayı tek bir sismik segmente dönüşmüştür (Şekil 8c). Bu sonuç iki segmentin birbirini takip eden zamanlarda oluşup ilerleyen evrede birbirine bağlanması ile de açıklanabilir. En son evrede özellikle güney drenaj havzalarının yükselmesi ve İsmetpaşa Segmenti'nin önünde gelişen alüvyon yelpazeleri, güneydoğuda Ozanca Fayı önünde gelişen Marmara Gölü'nü kuzeybatıdan sınırlayarak kapanmasına neden

olmuştur (Şekil 9). Benzer jeolojik evrim Gediz Grabeni'ni güneyden sınırlayan Manisa Fayı için de verilmiştir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2012). Buna göre Manisa Fayı'nın da başlangıçta kademeli (*en-echelon*) nitelikte oluşmaya başladığı ve daha sonra aktarım rampalarıyla birbirine bağlanan büyük bir fay zonuna evrildiği bilinmektedir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2012). Hacıbaştanlar ve İsmetpaşa segmentlerinin birbirine aktarım rampası ile bağlanması, Batı Anadolu'daki normal faylar boyunca buna benzer yapısal evrimlerin varlığı farklı çalışmalar ile de gösterilmektedir (örn. Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Çiftçi ve Bozkurt, 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Gürboğa, 2014; Uzel, 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017). Ahmetli'den itibaren havza içi sırtları kuzeyden sınırlayan Halitpaşa, Ozanca ve Gölmarmara fayları Manisa Fayı'na bağlı sentetik normal faylar şeklinde gelişmiş olmalıdır. Şekil 9'da görüldüğü gibi, bu faylar Miyosen dönem havzasını parçalayacak şekilde oluşmaya başlamış ve Miyosen birimlerin taban dokanağını 1500 metreye varan düşey atımlara uğratmıştır (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Oysaki bu atımın, Gölmarmara Havzası'nda DSİ (1971 ve 1973) verileri yardımıyla 650 m'ye kadar düştüğü belirlenmiştir. Bu durum, Manisa Fayı ile Pliyo-Pleyistosen'de başlayan faylanmanın (Özkaymak vd., 2013) zaman içerisinde KD'ye doğru göç ederek daha genç fayların oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 9).

Gölmarmara Fayı taban bloğundaki drenaj modeli analiz sonuçları, Batı Anadolu'da yapılan görelî aktiflik (S_{mr}) ve yükselim oranı çalışmaları ile benzer özellikler göstermektedir (Çizelge 2). Batı Anadolu Genişleme Bölgesi içerisinde elde edilen AF, V_p hipsometrik eğri ve HI analiz sonuçları (Özkaymak vd., 2011; Özkaymak ve Sözbilir, 2012, Özkaymak, 2015; Kent vd., 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017; Mozafari vd., 2019a, 2019b) birbirleri ile uyumlu değerlere sahiptir ve aktif yükselmeye maruz kalan alanların tipik özelliklerini göstermektedir.



Şekil 8. Gölarmara Fayı'nın 2B geometrik ve morfolojik evrimi.

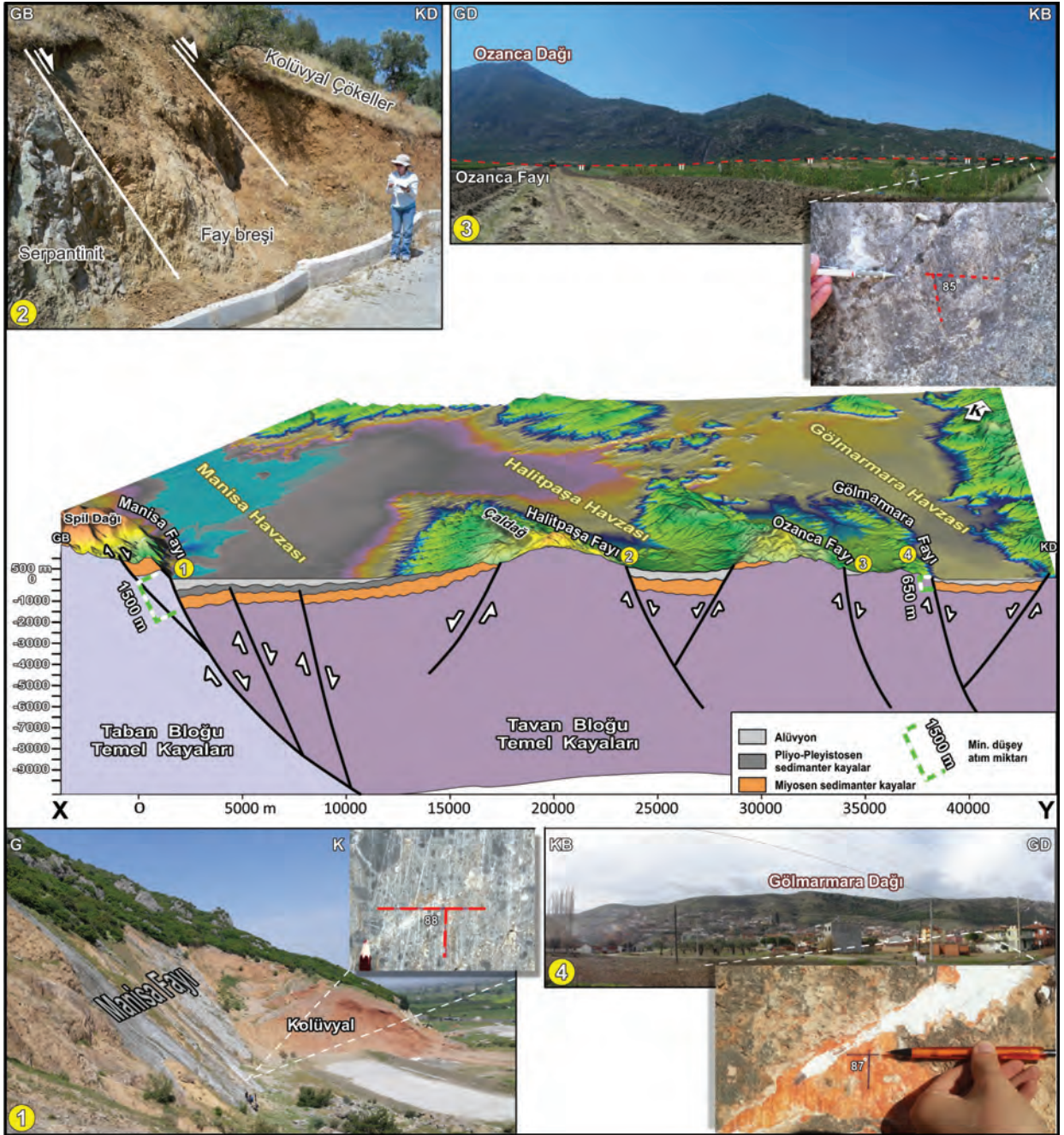
Figure 8. 2D geometric and morphologic evolution of the Gölarmara fault.

KATKI BELİRTME

Birinci yazarın yüksek lisans tezi kapsamında yapılan bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı 2012.KB.FEN.026 numaralı Bilimsel Araştırma (BAP) Projesi tarafından desteklenmiştir. Arazi çalışmalarındaki yardımları için Gülbin Eski'ye teşekkür ederiz. Ayrıca, yazarlar bu çalışmaya hakem olarak katkı sunan Halil Gürsoy, Şule Gürboğa ve Erman Özsayın'a teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Morphometric analysis is one of the frequently used methods to calculate slip/uplift rates and evaluate relative tectonic activity in different tectonic environments (Bull and McFadden, 1977; Rockwell et al. 1984; Wells et al. 1988; Burbank and Anderson 2011; Silva et al. 2003; Xue et al. 2017; Struth 2019).



Şekil 9. Gediz Grabeni batı kısmını oluşturan hazva içi yükselti ve çöküntelere ait fay verileri.

Figure 9. Fault data from intrabasinal highs and depressions formed in the western sector of the Gediz Graben.

Çizelge 2. Batı Anadolu’da daha önce çalışılmış bazı faylara ait S_{mf} yükselim oranı ve maksimum deprem büyüklüğünün bu çalışma kapsamındaki sonuçlarla ilişkisini gösteren tablo.

Table 2. Table showing the relationship between S_{mf} uplift rate and maximum magnitude of the earthquakes on some faults studied in Western Anatolia and the results of this study.

Fay Adı	S_{mf}	Yükselim Oranı (mm/yıl)	Kullanılan Yöntem	Maksimum Deprem Büyüklüğü (M_w)	Referans
Gölmarmara Fayı	1,14 – 1,15	0,252 – 0,434	Morfometrik	6,4	Bu çalışma
Kemalpaşa Fayı	1,147 – 1,304	0,1 – 0,5	Morfometrik	6,4	Tepe ve Sözbilir (2016)
Manisa Fayı	1,11 – 1,14	0,1 – 0,3	Morfometrik	6,5	Özkaymak ve Sözbilir (2012)
Honaz Fayı	1,14	0,15 – 0,38	Morfometrik	6,7	Özkaymak vd. (2011)
Turgutlu, Salihli, Alaşehir segmentleri	----	0,4 – 1,3	Morfometrik	6,3- 7,6	Özkaymak (2015)
Yavansu Fayı	----	0,6	^{36}Cl tarihlendirme	6,5 – 7,1	Kent vd. (2016)
Kalafat Fayı	----	1	^{36}Cl tarihlendirme	6,5 – 7,1	Mozafari vd. (2019a)
Priene-Sazlı Fayı	----	0,7	^{36}Cl tarihlendirme	6,7 – 7,0	Mozafari vd. (2019b)

According to analyses about the prevailing struggle between active faults and morphological features, tectonic processes in Western Anatolia develop faster than erosional ones and many geomorphological structures are controlled by active faults (e.g. Özkaymak and Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Tepe and Sözbilir, 2016; Özsayın, 2016; Topal et al., 2016; Kent et al., 2016). As one of the most prominent active structures in the region, the Gediz Graben forms the northern part of the western Anatolian extensional province and is bifurcated into three sub-basins at its westernmost end. One of them, the NW-SE Gölmarmara Basin is controlled by antithetic/synthetic normal fault steps and represents the northwestern termination of the Gediz Graben. The NW-SE-trending Gölmarmara Fault, forming the southwestern boundary of the Gölmarmara Basin, consists of two geometric fault segments with 7 km and 11 km length. The İsmetpaşa Segment (southern segment-7 km long) starts at the southeastern part of Sazköy village and continues NW and passes through İsmetpaşa village. This segment shows step-like morphology

including many parallel/semi-parallel synthetic faults towards the basin. The northwestern part of the Gölmarmara Fault is represented by the Hacibaştanlar Segment (north segment-11 km long). This N50°W-trending segment starts at the western part of Gölmarmara and continues to the northwest until Hacibaştanlar village, then disappears at the northwestmost part around Kumkuyucak village. To understand the basin evolution and fault propagation, we used field mapping of fault segments and geomorphological features and analysis of geomorphic indices such as mountain-front sinuosity (S_{mf}), valley floor width-to-height ratio (V_f), asymmetry factor (AF), shape factor (S_{hp}), HI and hypsometric curve, Stream Length-Gradient Index (S_L) and facet geometry/slip rate ratio. The geomorphic index analyses were performed in 26 drainage basins that constitute the drainage network in the footwall block of the Gölmarmara Fault. S_{mf} values were calculated for Hacibaştanlar and İsmetpaşa segments as 1.15 and 1.14, respectively. The average V_f result obtained for the drainage basins defined on the uplifted block

along the Hacıbaştanlar Segment is 0.73; and for 13 drainage basins along the İsmetpaşa Segment is 0.54. AF values calculated on Hacıbaştanlar Segment ranged between 27 - 64. In the basins on the İsmetpaşa Segment, values were between 18 - 81. S_{hp} calculations in drainage basins, had values varying from 0.42 - 0.74 on the Hacıbaştanlar Segment and 0.44 - 0.71 on the İsmetpaşa Segment. The hypsometric curve is categorized as concave-flat and S-shaped for Hacıbaştanlar Segment and convex-flat and S-shaped for İsmetpaşa Segment. HI values range from 0.28 - 0.68 and 0.47 - 0.66 for Hacıbaştanlar and İsmetpaşa segments, respectively. The uplift rate calculated from triangular facets were determined as 0.179 - 0.302 mm/y for Hacıbaştanlar Segment and 0.348 - 0.518 mm/y for İsmetpaşa Segment.


To summarize the relationship between V_f and S_{mf} , it would be more accurate to say that the activity period is higher in the central part compared to the presence of activity along the fault. The AF values for drainage basins indicate the southernmost and northernmost parts of the fault show a high degree of asymmetry; however, the central part has symmetry. These AF values are the clearest evidence of the existence of a rising new mountain in the footwall of the Gölmarmara Fault. In addition, S_{hp} calculations also support the existence with elongated basins, which indicates that the basin front still continues to rise. The high S_L values for İsmetpaşa Segment and sudden changes in these values in drainage areas clearly show the profile breaks and tectonic elevation caused by the steps of Gölmarmara Fault with a stair-step structure.

Field observations, geomorphological features, and geomorphic index calculations clearly indicate that the Gölmarmara Fault evolved in three tectonic phases from its formation to the present day. Initiation of the Gölmarmara Fault began in the southern part as separate en-echelon faults. During the second stage, the Hacıbaştanlar Segment formed in the northern

part and coeval processes of en-echelon faults on the İsmetpaşa Segment were linked to each other. In the final phase, the southern and the northern geometric segments were connected with a relay ramp and become a combined seismic segment, the Gölmarmara Fault. The results of the drainage model analysis on its footwall block show similar characteristics to other studies of relative activity (S_{mf}) and uplift rate in western Anatolia.

ORCID

Semih Eski  <https://orcid.org/0000-0002-2526-2571>

Hasan Sözbilir  <https://orcid.org/0000-0002-3777-4830>

Bora Uzel  <https://orcid.org/0000-0003-1703-5026>

Çağlar Özkaymak  <https://orcid.org/0000-0002-0377-1324>

Ökmen Sümer  <https://orcid.org/0000-0003-3168-8728>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Altunel, E., 1999. Geological and geomorphological observations in relation to the 20 September 1899 Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156 (2), 241-246.
- Bahadır, M., Özdemir, M.A., 2011. Acıgöl Havzası'nın Sayısal Topoğrafik Analiz Yöntemleri İle Morfometrik Jeomorfolojisi. *Journal of International Social Research*, 4 (18), 323-344.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta*, 14 (1-3), 3-30.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H., 2006. Evolution of the large-scale active Manisa Fault, Southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics. *Geodinamica Acta*, 19 (6), 427-453.
- Bull, W.B., 1977. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert: US, Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, California: Menlo Park, 188.
- Bull, W.B., 2007. Mountain Fronts. *Tectonic Geomorphology of Mountains*. Blackwell Publishing Ltd, 75-116.
- Bull, W.B., 2008. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. John Wiley and Sons, Oxford, 315 s.

- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California (Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, Ed.: Doehring, D.O.). State University of New York, Binghamton, 115–138.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2011. Tectonic Geomorphology. John Wiley and Sons, Oxford, 454.
- Candan, O., Oberhänsli, R., Dora, Ö., Çetinkaplan M., Koralay, O.E., Rimmelé, G., Chen, F., Akal, C., 2011. Menderes Masifi'nin Pan-Afrikan Temel ve Paleozoyik - Erken Tersiyer Örtü Serilerinin Polimetamorfik Evrimi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 142, 123-165.
- Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. Geomorphology, 56, 109–137.
- Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106 (5), 571-581.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E., 2007. Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. Geological Magazine, 144(4), 687-699.
- Daxberger, H., Riller, U., 2015. Analysis of geomorphic indices in the southern Central Andes (23°–28°S): evidence for pervasive Quaternary to recent deformation in the Puna Plateau. Geomorphology, 248, 57–76.
- DSİ, 1971. Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü 2. Bölge İzmir, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- DSİ, 1973. Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü 2. Bölge İzmir, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Can, T., 2018. Active fault database of Turkey. Bulletin of Earthquake Engineering, 16 (8), 3229-3275.
- Emre, Ö., Özalp S., Duman, T., 2012. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi İzmir (NJ 35-7) Paftası. Seri No:6. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Harita Arşivi.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). Geomorphology, 119 (3-4), 172-180.
- Gürboğa, Ş., 2014. Structural analyses of Şaphane relay ramps and fault linkage evolution in active extensional regime, western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 23(6), 615-626.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the us Geological Survey, 1 (4), 421-429.
- Hakyemez, M.Y., Gökteş, F., Erkal, T., 2013. Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 56 (2), 1-26.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Tectonic Geomorphology, 4, 75-104.
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2016. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—extensions of the stream-power approach and the χ method. Earth Surface Dynamics, 4 (1), 1-9.
- Huang, X., Niemann, J.D., 2006. An evaluation of the geomorphically effective event for fluvial processes over long periods. Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 111, F03015.
- Hurtrez, J.E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). Earth Surface Processes and Landforms, 24 (9), 799-808.
- Kale, V.S., Shejwalkar, N., 2008. Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence?. Journal of Earth System Science, 117 (6), 959-971.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22 (1), 35-58.
- Kaya, O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. Newsletters on Stratigraphy, 164-191.

- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Mayda, S., 2004. Halitpaşa transpressive zone: implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13 (1), 1-13.
- Keller, E. A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes (Active Tectonics, Ed.: Wallace, R.E.). *Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press, Washington, DC*, 136-147.
- Keller, E. A., Pinter, N., 2002. *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. PrenticeHall, New Jersey.
- Kent, E., Boulton, S. J., Stewart, I. S., Whittaker, A. C., Alççek, M. C., 2016. Geomorphic and geological constraints on the active normal faulting of the Gediz (Alaşehir) Graben, Western Turkey. *Journal of Geological Society*, 173 (4), 666-678.
- Ketin, İ., 1968. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu İle Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 71, 129-134.
- Kirby, E., and Whipple, K. X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616.
- Konak, N. 2002. 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, (Şenel, M., (ed.)) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara..
- Konak, N., Akdeniz, N., Armagan, F., 1980. Geology of the Akhisar-Gölmarmara-Gördes-Sindirgi Region. *Min. Res. Expl., Report*, (6916), 1-177.
- Lifton, N. A., Chase, C. G., 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5 (1-2), 77-114.
- Lips, A. L., Cassard, D., Sözbilir, H., Yilmaz, H., Wijbrans, J. R., 2001. Multistage exhumation of the Menderes massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 781-792. Matos, A., Dilts, T.E., 2019. *Hypsometric Integral Toolbox for ArcGIS®*. University of Nevada Reno.
- Mayer, L., 1986. *Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts*. Active Tectonics National Academy Press, Washington D.C.
- Moglen, G. E., Bras, R. L., 1995. The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resources Research*, 31 (10), 2613-2623.
- Montgomery, D. R., Brandon, M. T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 (3-4), 481-489.
- Moussi, A., Rebaï, N., Chaieb, A., and Saâdi, A., 2018. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 11 (6), 123.
- Mozafari, N., Tikhomirov, D., Sumer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H., Akçar, N., 2019a. Dating of active normal fault scarps in the Büyük Menderes Graben (western Anatolia) and its implications for seismic history. *Quaternary Science Reviews*, 220, 111-123.
- Mozafari, N., Sümer, Ö., Tikhomirov, D., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Vockenhuber, C., İnci, U., Sözbilir, H., Akçar, N., 2019b. Holocene seismic activity of the Priene-Sazlı Fault revealed by cosmogenic ³⁶Cl, Western Anatolia, Turkey 2. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28 (3), 410-437.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8 (4), 263-277.
- Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (eds.). *United States: Cambridge University Press. The Tectonic Evolution of Asia*, 420-441.
- Okay, A. I., Siyako, M., Bürkan, K. A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44 (1-2), 191-256.
- Özkaymak, Ç., 2015. Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices

- and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2008. Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17 (3), 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2012. Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173, 128-140.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., 2013. Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir–Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., Akyüz, H. S., 2011. Geological and paleoseismological evidence for late Pleistocene–Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 449–474.
- Özsayın, E., 2016. Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, 28 (4), 241-253.
- Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A., 2009a. CalHypso: an ArcGIS® extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments: applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Comput. Geosci.* 35, 1214–1223.
- Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A., Delgado, J., Gonzalez-Lodeiro, F., 2009b. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 16–25.
- Perez-Pena, J.V., Azor, A., Azanon, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74–87.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San’Kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N., 2009. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28 (6), doi:10.1029/2009TC002555.
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R., 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers and geosciences*, 76, 80-87.
- Ramírez-Herrera, M. T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 (4), 317-332.
- Ring, U., Laws, S., Bernet, M., 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21 (11), 1575-1601.
- Roberts, G. P., 1996. Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, 18 (6), 835-845.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N., Johnson, D. L., 1984. Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95 (12), 1466-1474.
- Schumm, S. A., Dumont, J. F., Holbrook, J. M., 2002. *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2 (1), 1-7.
- Selby, M. J., 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 24 (1), 31-51.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129 (2), 239-242. Seyitoğlu, G., Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1996. Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31 (1), 1-11.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50 (1-3), 203-225.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q., Turan, M., 2018. Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 30 (1), 249-264.

- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10 (2), 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15 (5-6), 277-288.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 255-282.
- Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., 2003. Field evidence for post-Miocene NE-trending accommodation zone lying between Gümtüldür (İzmir) and Bigadiç (Balıkesir), west Anatolia. In *Geological Congress of Turkey*, Ankara, 85-86.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Özkaymak, Ç., 2009. 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (2), 217-238.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö., Akkiraz, S., 2011. Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23 (4), 423-448.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), 1117-1142.
- Struth, L., Garcia-Castellanos, D., Viaplana-Muzas, M., Vergés, J., 2019. Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins: From endorheism to exorheism. *Geomorphology*, 327, 554-571.
- Şaroğlu, F., Emre, O., Kusu, I., 1992. Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28 (1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in *Strike-slip Faulting and Basin Formation*. Biddle, K.T., Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 227-264.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and Regional-scale central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106 (2), 433-490.
- Tepe, Ç., Sözbilir, H., 2017. Tectonic geomorphology of the Kemalpaşa Basin and surrounding horsts, southwestern part of the Gediz Graben, Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 29 (1), 70-90.
- Topal, S., Keller, E., Bufe, A., Koçyiğit, A., 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology*, 259, 55-69.
- Topal, S., 2019a. Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): Insights from geomorphic indices and drainage analysis. *Journal of Mountain Science*, 16 (4), 909-923.
- Topal, S., 2019b. Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 9 (1), 37-48.
- Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197.
- Tsimi, C., and Ganas, A., 2015. Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, 234, 171-181.
- Uzel, B., 2016. Field evidence for normal fault linkage and relay ramp evolution: the Kırkağaç Fault Zone, western Anatolia (Turkey). *Geodinamica Acta*, 28 (4), 311-327.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., 2012. Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21 (4), 439-471.

- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N., Langereis, C. G., 2013. Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir–Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Uzel, B., Sözbilir, H., 2008. A first record of a strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: the Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17 (3), 559-591.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., Wesling, J. R., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1 (3), 239-265.
- Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 (7), 611-623.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Willett, S. D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of America*, 398, 55.
- Xue, L., Gani, N. D., Abdelsalam, M. G., 2017. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. *Geomorphology*, 285, 374-398.