

Devrez Çayı Vadisinin Tektonik Özelliklerinin Morfometrik İndisler ile Araştırılması

Investigation of Tectonic Properties of Devrez River Valley via Morphometric Indices

M. Murat KÖLE¹✉

¹ Çankırı Karatekin Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Uluyazı Kampüsü, Çankırı, Türkiye.

✉ Sorumlu yazar/Corresponding author: muratkole@karatekin.edu.tr

Makalenin Tarihiçesi – Article History

Geliş / Received: 02/08/2016

Revizyon / Revised: 16/09/2016

Kabul / Accepted: 20/10/2016

ÖZET

Çalışma alanı olan Devrez Çayı Vadisi, Batı Karadeniz Bölümü'nün güneydoğusunda yer almakta olup, yaklaşık 140 km uzunluğundadır. Vadi tektonik açıdan son derece hareketli bir bölgedir. Saha, Neojen'den günümüze Arap ve Avrasya plakaları arasında yaşanan çarpışma ürünü olarak gelişmeye başlamıştır. Devrez Çayı Vadisi'nin kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) oluşturmaktadır. Bölgedeki genç tektonik aktiviteye bağlı olarak, çalışma sahası birçok ana ve tali fay tarafından parçalanmış durumdadır. Çalışmanın amacı; Devrez Çayı Vadi tabanında tektonik özelliklerin seçili morfometrik indisler ile araştırılmasıdır. Bu amaçla, seçili morfometrik indisler ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) bir arada kullanılmıştır. Hipsometrik eğri, hipsometrik integral (H_i), akarsu eğim – uzunluk indisi (SL), asimetri faktörü (AF) ve vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı (V_f) indislerinden faydalanılmıştır. Morfometrik indislere ait sayısal değerlerin elde edilmesi ve gerekli olan harita ve altlıkların üretilmesi için ArcGIS 10.0 programı ve özel bir modülü olan Arc Hydro Tools 2.0 kullanılmıştır. Çalışma sonuçları üç grup altında toplanabilir: (I) Seçili indisler ve indislere ait sınıflandırmalar bir arada uyumlu ve anlamlı sonuçlar vermektedir. (II) Güncel olarak, alt havzalar içerisinde, genç tektonik aktiviteye bağlı vadi gelişimi en fazla Kırşakal Havzası ve Tosya Havzası'nda etkindir. (III) Vadi yüksek oranda fay kontrolünde gelişmektedir.

Anahtar kelimeler: Devrez Vadisi, Devrez Çayı, Tektonik, Morfometrik analiz.

ABSTRACT

The study area is in the southeast area of the West Black Sea Region in Turkey. It is approximately 140 kilometers long, and is called the Devrez River Valley. The study area is located in a tectonically active region. The study area was initiated during the Neogene in the context of continental collision between Arabia and Eurasia. The northern border of study area is over the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). In fact all of the study area is affected by and was formed by primary and secondary faults.

This study investigates the tectonic properties of the Devrez River Valley with selected morphometric indices. In this paper, morphometric indices and Geographical Information Systems (GIS) are used together. Indices used include: hypsometric curve, hypsometric integral (H_i), stream length–gradient index (SL), drainage basin asymmetry (AF), and ratio of valley–floor width to valley height (V_f). The necessary maps, layers, and calculations of indices were produced with ArcGIS 10.0 and Arc Hydro Tools 2.0. The results of this study can be divided into three groups:

- (I) Selected indices and their classifications have shown significant and compatible results.
- (II) The Kırşakal and Tosya sub-basins have the highest value of valley evolution depending on young tectonic activity.
- (III) The valley has been greatly developed under fault control.

Keywords: Devrez Valley, Devrez River, Tectonic, Morphometric analysis.

1. GİRİŞ

Morfometri, yeryüzü şekillerinin kantitatif olarak ölçülmesi olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Pinter 1996). Tektonik deformasyonun saha üzerindeki etkilerinin izlenmesi amacıyla, jeomorfolojik birimlerin farklı özelliklerini ele alarak farklı parametreler oluşturulmuş ve sayısal olarak morfometrik analiz yöntemleri geliştirilmeye başlanmıştır (Pike ve Wilson 1971; Schumm, 1986; Keller 1986; Keller ve Pinter, 1996).

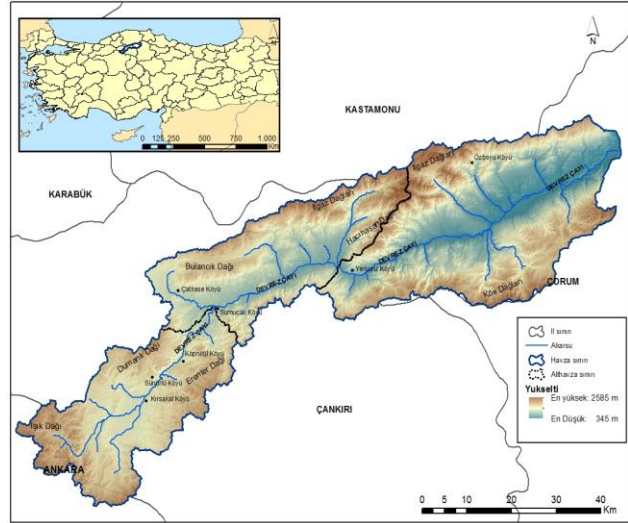
Morfometrik indisler gerek geniş sahalar hakkında hızlı bir şekilde bilgi vermesi, gerekse topografik haritalar ve hava fotoğraflarından kolaylıkla üretilebilmesi yönleriyle oldukça kullanışlıdır (Strahler, 1952). Yirminci yüzyılın ortasından itibaren, uzaktan algılama (UA) ve coğrafi bilgi sistemlerinde (CBS) kaydedilen hızlı ilerleme ile birlikte morfometrik indisler daha kolay ve hızlı uygulanabilir hale gelmiştir.

Tektonizma ve jeomorfolojik evrim, dolayısıyla jeomorfolojik süreçler arasındaki ilişkileri gösteren çalışmalar tektonik jeomorfoloji çalışmaları içerisinde değerlendirilmektedir (Mayer, 1986). İçinde bulunduğumuz dönemde, tektonik aktivite ve jeomorfoloji arasındaki ilişkiyi ortaya çıkartmak için morfometrik indisler sıklıkla farklı araştırmacılar tarafından farklı çalışmalarda kullanılmaktadır (Bull ve McFadden, 1977; Turoğlu, 1997; El Hamdouni vd., 2008; Selim vd., 2013).

Keller ve Pinter (1996); havza asimetri faktörünün, akarsu uzunluk – eğim indisinin ve vadi tabanı genişliği – yükseklik oranının tektonik aktivitenin ifade edilmesinde fayda sağladığını açıklamıştır. Güncel çalışmalar genellikle havza ve drenaj ağı gelişimi ile tektonik aktiviteyi farklı indisler kullanarak sınıma ve jeomorfolojik gelişim ile ilişkilendirmek üzere gerçekleştirilmektedir. Örneğin, Öztürk ve Erginal (2008) Bayramdere Havza gelişimini morfometrik analizler ve jeomorfik indisler yardımı ile incelemiştir. Çalışmalarında, akarsu uzunluk – eğim indisi, vadi taban genişliği – vadi yüksekliği indisi ve asimetri faktörünü kullanarak yüksek açılı normal fayların havza drenaj kuruluşu ve gelişiminde önemli rol oynadığını tespit etmişlerdir. Benzer şekilde, Dehbozorgi vd. (2010); Sarvestan’da (İran) göreceli tektonik aktivitenin kantitatif olarak analizi için gerçekleştirdikleri çalışmalarında akarsu uzunluk – eğim indisi, havza asimetrisi, hipsometrik integral, vadi taban genişliği – vadi yüksekliği indisi, havza şekil oranı ve dağ önü sinüslük oran değerlerini kullanarak çalışma sahasına ait göreceli tektonik aktivite hakkında çıkarımlarda bulunmuşlardır.

Çalışmaya konu olan Devrez Çayı Vadisi, Batı Karadeniz Bölümü’nün güneydoğusunda yer alır. Vadi, kuzeyde Ilgaz Dağları (2587 m) ve Bulancık Dağı (1961 m); güneyde Kös Dağları (2033 m) ve Erenler Dağı (1817 m); doğuda

Kızılırmak Vadisi ve batıda ise Dumanlı Dağı (1840 m) tarafından sınırlanmaktadır. Güneybatı – kuzeydoğu yönünde hareket etmekte olan Devrez Çayı, 140 km uzunluğunda, dar bir oluk şeklinde geometriye sahip olan havza içerisinde hareket etmektedir (**Şekil 1**).



Şekil 1: Çalışma alanı lokasyon haritası.

Figure 1: Location map of the study area.

Hidrolojik açıdan, vadinin kuzey ve güneyinde yer alan yükseltiler aynı zamanda Devrez Çayı ve yan kolları tarafından drene edilen havzanın kuzey ve güney sınırlarını oluşturmaktadır. Havzanın batı sınırı ise Işık Dağları tarafından oluşturulmaktadır. Orta ilçesi kuzey doğusunda, Kırşakal köyünde birleşen yan kollarından itibaren ana yatağı belirginleşen Devrez Çayı 3.364 km² toplam drenaj alanına sahiptir. Drenaj alanının % 70'i Çankırı il sınırı içerisinde yer alan çay; idari açıdan Çankırı, Çorum ve Kastamonu il sınırları üzerinde yer almaktadır (**Şekil 1**).

2. AMAÇ ve YÖNTEM

Çalışmanın amacı, tektonik açıdan son derece hareketli bir bölgede yer alan Devrez Çayı Vadi tabanında, bölgedeki aktif tektonizmanın rolünün kantitatif veriler yardımıyla incelenmesi ve etkilerinin nicel olarak ortaya çıkartılmasıdır.

Devrez Çayı Vadi tabanı üzerinde tektonik faaliyetin ve dolayısı ile fay kontrolünün araştırıldığı bu çalışmada kantitatif veriler; seçili morfometrik indisler ve coğrafi bilgi sistemlerinden faydalanılarak hesaplanmıştır. Çalışma alanı sınırları hidrolojik su bölüm çizgileri dikkate alınarak belirlenmiştir. Devrez Çayı Havzası bu çalışmanın genel sınırını oluşturmaktadır.

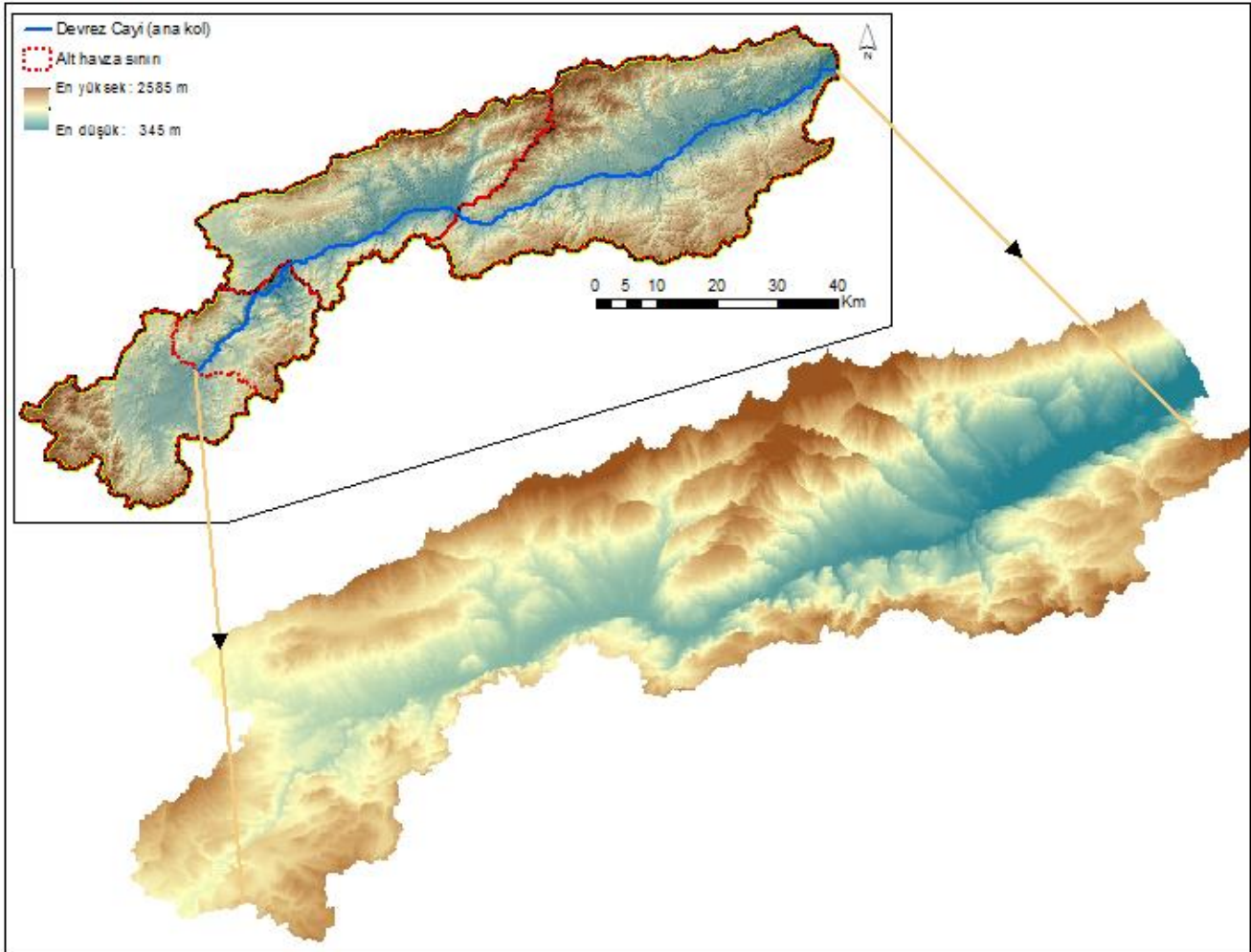
Stratigrafik veriler ve diri fay bilgileri, Maden Tetkik ve Arama (MTA) tarafından oluşturulmuş Devrez Çayı

Havzası'nın yer aldığı 1/250.000'lik haritalar üzerinden ArcGIS 10.0 yardımı ile sayısallaştırılarak elde edilmiştir. Farklı araştırmacılar tarafından bölgede olduğu belirtilen fakat MTA diri fay haritalarında yer almayan faylar benzer şekilde sayısallaştırılmıştır. Morfometrik indislere ait sayısal değerlerin elde edilmesi ve gerekli olan harita ve altlıkların üretilmesi için ArcGIS 10.0 programı ve özel bir modülü olan Arc Hydro Tools 2.0 kullanılmıştır.

Hesaplama ve analizlerde ana girdi olarak sayısal yükseklik modeli (SYM) kullanılmıştır. SYM, Devrez Çayı Havzası'nın yer aldığı 1/25.000 ölçekli topografya haritalarının 10 m izohips aralığında sayısallaştırılması ile elde edilmiştir.

Çalışma alanı üst sınırı Devrez Çayı Havzası olarak belirlenmiştir. Havza, Akkuş (1980) tarafından açıklanan

üç temel depresyon (Orta, Ilgaz – Kurşunlu ve Tosya depresyonları) referans alınarak, öncelikle üç temel alt havzaya bölünmüştür. Bu havzalar; Orta, Ilgaz – Kurşunlu ve Tosya Havzaları'dır. Çalışma genelinde Devrez Çayı ana yatağının Kırşakal köyünde belirginleştiği kabul edilmiştir. Daha sonra Kırşakal mevki dikkate alınarak, Orta depresyonun yer aldığı alt havza mikro alt havzalara bölünmüş ve Devrez Çayı ana yatağının yer aldığı mikro alt havza belirlenmiştir (**Şekil 2**). Çalışmada, söz konusu mikro alt havza Kırşakal Havzası olarak adlandırılmıştır. Seçili morfometrik indisler ana akarsu yatağının ve vadinin yer aldığı alt havzalara (Kırşakal, Ilgaz – Kurşunlu ve Tosya) ayrı ayrı uygulanarak sonuçlar bir arada değerlendirilmiştir.



Şekil 2: Devrez Çayı Vadisi sayısal yükselti haritası ve üç boyutlu modeli.

Figure 2: Digital Evaluation map and 3D model of Devrez River Valley.

Devrez Çayı Vadi tabanında, bölgedeki aktif tektonizmanın rolünün kantitatif veriler yardımıyla incelendiği ve etkilerinin nicel olarak araştırıldığı bu çalışmada; çalışma alanı üst sınırını bir akarsu havzası oluşturduğu için havza tabanlı analizlere uygun morfometrik indisler seçilerek kullanılmıştır.

Çalışmada, tektonik aktivitenin ifade edilebilmesi için hipsometrik analiz yapılarak hipsometrik eğri ve integral (H_i) değerleri elde edilmiştir. Ayrıca, asimetri faktörü (AF), akarsu uzunluk – eğim indisi (SL) ve vadi taban genişliği – vadi yüksekliği indisi (V_f) tektonik aktivitenin ifade edilebilmesi için çalışmada kullanılan diğer seçili morfometrik indisleri oluşturmaktadır. Kullanılan seçili morfometrik indislere ait temel ilkeler, sınır koşulları ve indislerin uygulanması aşağıdaki gibidir:

Pike ve Wilson (1971); Hipsometrik eğriyi, yeryüzünde bir alanın içinde yer alan yüksekliklerin dağılımı olarak ifade etmektedir. Hipsometrik eğri; rölatif yükseklik değerinin, rölatif alan üzerine iz düşürülmesi ile elde edilir (Langbein, 1947; Strahler, 1952). Boyutsuz olan hipsometrik eğri yardımı ile havzaların farklı büyüklük ve yükseklik özellikleri ortadan kaldırılır ve normalize edilir (Langbein, 1947; Strahler, 1952). Hipsometrik eğri jeomorfolojik gelişim evrelerin belirlenmesinde ve yorumlanmasında sıklıkla kullanılmaktadır (Strahler; 1952; El Hamdouni vd., 2008; Dehbozorgi vd., 2010; Mahmood ve Gloaguen, 2012; Selim vd., 2013). Strahler (1952) dışbükey şekilli hipsometrik eğrinin genç evredeki bir havzayı, “S” şekilli hipsometrik eğrinin olgunluk evresindeki havzayı ve içbükey şekilli eğrinin ise peneplen evresindeki bir akarsu havzasını karakterize ettiğini açıklamıştır. Benzer şekilde, kayalara ait direnç özellikleri, ani litolojik değişimler, morfolojik ötelenme ve kapmalarda hipsometrik eğriler üzerinde anomaliler olarak izlenebilmektedir (Hurtrez vd., 1999; Chen vd., 2003; Tarı ve Tüysüz, 2008). Tarı ve Tüysüz (2008); hipsometrik eğrideki içbükey kısımları büyük ölçüde morfoloji üzerindeki litoloji etkisine bağlamışlardır.

Hipsometrik integral (H_i); hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanmaktadır (Strahler, 1952; Pike ve Wilson, 1971; Keller ve Pinter, 1996). Hipsometrik integral aşağıdaki formül yardımı ile hesaplanmaktadır.

$$H_i = \frac{\bar{h} - h_{min}}{h_{max} - h_{min}} \quad (1)$$

eşitlikte; “ H_i ” hipsometrik integrali, “ h_{max} ” maksimum yükseklik değerini, “ h_{min} ” minimum yükseklik değerini ve “ \bar{h} ” ortalama yükseltiyi ifade etmektedir. Hipsometrik integral değeri 0 – 1 aralığında değişmektedir (Mayer 1990; Keller ve Pinter 1996). Hipsometrik eğriden itibaren hesaplanan, hipsometrik integral değerinin yüksekliği topografya yüksekliğinin bir göstergesidir. Indisinin 0’a

yaklaşması yüksek oranda aşındırılmış bir topografyayı ifade ederken, 1’e yaklaşması zayıf bir şekilde aşındırılmış topografyayı temsil etmektedir. Bir başka ifade ile indisin orta ve düşük çıkması oldukça aşındırılmış ve parçalanmış bir topografyayı göstermektedir (Keller ve Pinter, 1996; Özdemir, 2011). Söz konusu indisin 1’e yakın seviyede yüksek değerler alması genç aktif tektoniğin sahada etkin olduğunu, 0’a yakın düşük değerler alması ise daha eski, aşındırılmış ve aktif tektonizmanın daha az etkin olduğu yer şekillerinin bölgede bulunduğunu göstermektedir (El Hamdouni vd., 2008). Çalışmada farklı havzalar için elde edilen hipsometrik eğri ve integral değerlerinin sınıflandırılması için El Hamdouni vd. (2008), Dehbozorgi vd. (2010), Mahmood ve Gloaguen (2012) ve Selim vd. (2013) tarafından izlenmiş olan yöntem kullanılmıştır. Buna göre eğrilere ait geometri dikkate alınarak, içbükey ve dışbükeyliklerine göre indis aralıkları belirlenmiştir (Tablo 1).

Tablo 1: H_i indis sınıflandırması.

Table 1: Classification of H_i indices.

| Sınıf | Değer aralığı | Açıklama |
|-----------|----------------------|---|
| Sınıf I | $H_i \geq 0,5$ | Baskın dışbükey hipsometrik eğri geometrisi. Yüksek oranda genç aktif tektonik aktivite |
| Sınıf II | $0,4 \leq H_i < 0,5$ | İçbükey ve dışbükey hipsometrik eğri geometrisi |
| Sınıf III | $H_i < 0,4$ | Baskın içbükey hipsometrik eğri geometrisi. Düşük oranda genç aktif tektonik aktivite |

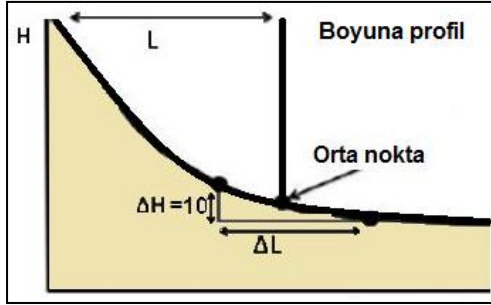
Akarsu uzunluk-eğim indisi (SL); temelde akarsuyun gücünü ortaya koyan morfometrik bir parametredir. Akarsu uzunluk-eğim indisi aşağıdaki formül yardımı ile hesaplanır (Hack, 1973).

$$SL = \frac{\Delta h}{\Delta l} \times L \quad (2)$$

eşirlikte; “ SL ” akarsu uzunluk – eğim indis değerini, “ Δh ” akarsu yatak yüksekliğindeki değişimi, “ Δl ” akarsu yatak uzunluğundaki değişimi, “ L ” indisin hesaplandığı yerin havzanın en yüksek noktasına olan düşey mesafesini ifade etmektedir. Çalışma genelinde, 10 m’ lik Devrez Çayı yatak yüksekliği değişimleri referans alınarak SL indis değerleri hesaplanmıştır. Bu nedenle çalışmada Δh değeri 10 m olarak alınmıştır (Şekil 3). Çalışmada L parametresi için referans alınan en yüksek nokta, her bir alt havza boyuna profili boyunca ayrı ayrı belirlenmiştir. Son olarak hesaplamada kullanılan Δl parametresi, 10 m’ lik her bir düşü için boyuna profilden itibaren hesaplanmıştır.

Akarsu uzunluk – eğim indisi, yatak eğimindeki değişikliklere çok hassastır. Akarsu, akış sergilediği

arazinin litoloji ve yapısal özelliklerine bağlı olarak farklı denüasyon dirençleri ile karşılaşır. Söz konusu direnç, akarsu uzunluk-eğim indisi değerinde anomali olarak tespit edilmektedir. Bu temelde, akarsu uzunluk – eğim indisi, muhtemel tektonik aktivite, kaya direnci ve topografya arasındaki ilişkinin analizinde kullanılır (Hack, 1973; Keller ve Pinter, 1996; Erdağ, vd., 2007). Çok yüksek ya da düşük akarsu uzunluk – eğim indisi değerleri son tektonik aktivitenin göstergesi olarak yorumlanmaktadır (Erdağ vd., 2007). Akarsu uzunluk – eğim indisi değerleri arttıkça akarsuyun yatak eğimi artmakta ve akarsu aşındırması hızlanmaktadır (Cürebal ve Erginal, 2007).



Şekil 3: SL indisi hesaplama parametreleri.
Figure 3: SL indice calculation parameters.

Akarsu yatağı boyunca, aktif tektonik yükselimin yaşandığı bloklar üzerinde yüksek SL indisi değerleri, doğrultu atımlı fay mekanizmasına paralel hareket eden yataklarda ise daha düşük SL indisi değerleri ortaya çıkabilir (Keller ve Pinter, 1996). Hesaplanan SL indisi değerleri anomali değer aralıklarına göre üç grupta sınıflandırılmıştır (Tablo 2).

Tablo 2: SL indisi sınıflandırması.
Table 2: Classification of SL indices.

| Sınıf | Değer aralığı | Açıklama |
|-----------|----------------|---|
| Sınıf I | SL ≥ 500 | Sahada yüksek seviyede dirençli kayaların varlığı ve/veya yüksek seviye tektonik aktivite varlığı |
| Sınıf II | 300 ≤ SL < 500 | Sahada orta seviyede dirençli kayaların varlığı ve/veya orta seviye tektonik aktivite varlığı |
| Sınıf III | SL < 300 | Sahada düşük seviyede dirençli kayaların varlığı ve/veya düşük seviye tektonik aktivite varlığı |

Sınıflandırmada El Hamdouni vd. (2008), Dehbozorgi vd. (2010) ve Selim vd. (2013) tarafından izlenmiş olan yöntem kullanılmıştır. Çalışmada havza bazında sınıf değerleri için öncelikle havzaya ait her bir SL ölçüm

noktasına ait sınıflar Tablo 2 yardımı ile belirlenmiştir. Daha sonra havzaya ait sınıfların yüzdesel dağılımları belirlenerek, yüzdesel dağılımı en fazla olan sınıfın havzayı temsil ettiği kabul edilmiştir.

Vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı (V_f); Bull ve McFadden (1977) tarafından V-şeklinde vadiler ile U-şeklinde geniş tabanlı vadileri ayırmak için geliştirilmiş bir indistir. Vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı aşağıdaki formül yardımı ile hesaplanır.

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]} \quad (3)$$

eşitlikte; " V_f " vadi taban genişliğinin vadi yüksekliğine oranını, " V_{fw} " vadi tabanı genişliğini, " E_{ld} " vadinin sol tarafında kalan kısmının yüksekliğini, " E_{rd} " vadinin sağ tarafında kalan kısmının yüksekliğini ve " E_{sc} " vadi tabanının yüksekliğini ifade etmektedir. V-şekilli vadilerde vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı görece olarak daha düşük değerler alırken, U-şekilli geniş tabanlı vadilerde daha yüksek değerler almaktadır (Dehbozorgi vd., 2010). İndis, hâkim olan tektoniğin yamaç profili üzerindeki etkisini araştırmak için sıklıkla kullanılmaktadır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 1996; Tsodoulos vd., 2008; Öztürk ve Erginal, 2008; Mahmood ve Gloaguen, 2012). Yüksek vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı düşük yükselme oranını ve dolayısıyla yamaç işlenmesini gösterirken, düşük değerleri tektonik yükselme ve paralelinde kuvvetle kazılan vadileri ifade etmektedir (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 1996). Vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı, akarsuyun gücüne bağlı olarak yamaç şekillendirmesi ile yakından ilişkilidir. Bu nedenle V_f indisi litoloji değişimlerine duyarlıdır. Çalışmada söz konusu indise ait değerler, Devrez Çayı vadi tabanı üzerinde yer alan dağ önü çizgilerinden itibaren akış yukarıda alınan en kesitler boyunca hesaplanmıştır. En kesit yerleri, havza büyüklüğüne bağlı olarak dağ önü çizgisinden 0,5 km ile 1 km aralığında değişen mesafelerde, akış yukarıda seçilmiştir. El Hamdouni vd. (2008) ve Dehbozorgi vd. 2010 referans alınarak elde edilen indisi değerleri üç grupta sınıflandırılmıştır (Tablo 3). Çalışmada havza bazında sınıf değerleri için öncelikle havzaya ait her bir V_f ölçüm noktasına ait sınıflar Tablo 3 yardımı ile belirlenmiştir. Havzaya ait V_f indisi sınıfların yüzdesel dağılımları belirlenerek, yüzdesel dağılımı en fazla olan sınıfın havzayı temsil ettiği kabul edilmiştir.

Asimetri faktörü (AF); drenaj havzasında akışa dik bir doğrultu boyunca tektonik kökenli bir eğimlenmenin /eğikliğinin varlığını araştırmak için kullanılabilen indisi-

lerden biridir (Hare ve Gardner, 1985; Schumm, 1986; Keller ve Pinter 1996).

Tablo 3: V_f indisi sınıflandırması.

Table 3: Classification of V_f indices.

| Sınıf | Değer aralığı | Açıklama |
|-----------|-----------------|-----------------------------------|
| Sınıf I | $V_f \leq 0,5$ | Yüksek seviyede tektonik aktivite |
| Sınıf II | $1 < V_f < 0,5$ | Orta seviyede tektonik aktivite |
| Sınıf III | $V_f \geq 1$ | Düşük seviyede tektonik aktivite |

Asimetri faktörü aşağıdaki formül yardımı ile hesaplanır.

$$AF = 100 \left(\frac{A_r}{A_t} \right) \quad (4)$$

eşitlikte; “ A_r ” akış yönünde, ana yatağın sağında kalan alanı ve “ A_t ” drenaj havzasının toplam alanını ve “ AF ” asimetri indisini temsil etmektedir. İndis değerinin 50’den uzaklaşması, havzadaki çarpıklığın etkisi ve yönü hakkında bilgi vermektedir.

Çalışmada, simetri ekseninde yaşanan sapmanın sınıflandırılması için El Hamdouni vd. (2008), Dehbozorgi vd. (2010) ve Selim vd. (2013) tarafından kullanılan yöntem referans alınarak, havza simetri indisi üç grup altında sınıflandırılmıştır (**Tablo 4**).

Tablo 4: AF indisi sınıflandırması.

Table 4: Classification of AF indices.

| Sınıf | Değer aralığı | Açıklama |
|-----------|----------------------|---|
| Sınıf I | $ AF - 50 \geq 15$ | Yüksek seviyede tektonik aktiviteye bağlı simetri bozukluğu |
| Sınıf II | $7 > AF - 50 > 15$ | Orta seviyede tektonik aktiviteye bağlı simetri bozukluğu |
| Sınıf III | $ AF - 50 \leq 7$ | Düşük seviyede tektonik aktiviteye bağlı simetri bozukluğu |

3. İNCELEME ALANININ YAPISAL VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Devrez Çayı Vadisi Paleozoyik temelli arazi üzerine gelen, Mezozoyik ve Senozoyik zamanlarına ait örtü tabakaları üzerinde gelişmektedir (**Şekil 4**). Çalışma sahası genelinde Kuvaterner’e ait alüvyonlar akarsu yatağı etrafındaki görece alçak arazilerde geniş bir yayılım gösterir (**Şekil 4**).

Anadolu Levhası, Geç Miyosen’den günümüze Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca, Doğu Akdeniz’in kolayca dalan okyanusal litosferi üzerinde batıya doğru hareket etmektedir (McKenzie, 1972; Şengör vd., 1985). Söz konusu hareketlilik ve beraberinde gelişen fay sistemleri, çalışma sahasının jeomorfolojik evrimi üzerinde büyük bir etkiye sahiptir. Üç temel depresyon üzerinde hareket eden Devrez Çayı, tektonik aktivite ile birlikte vadiyi şekillendirmiştir (Akkuş, 1980).

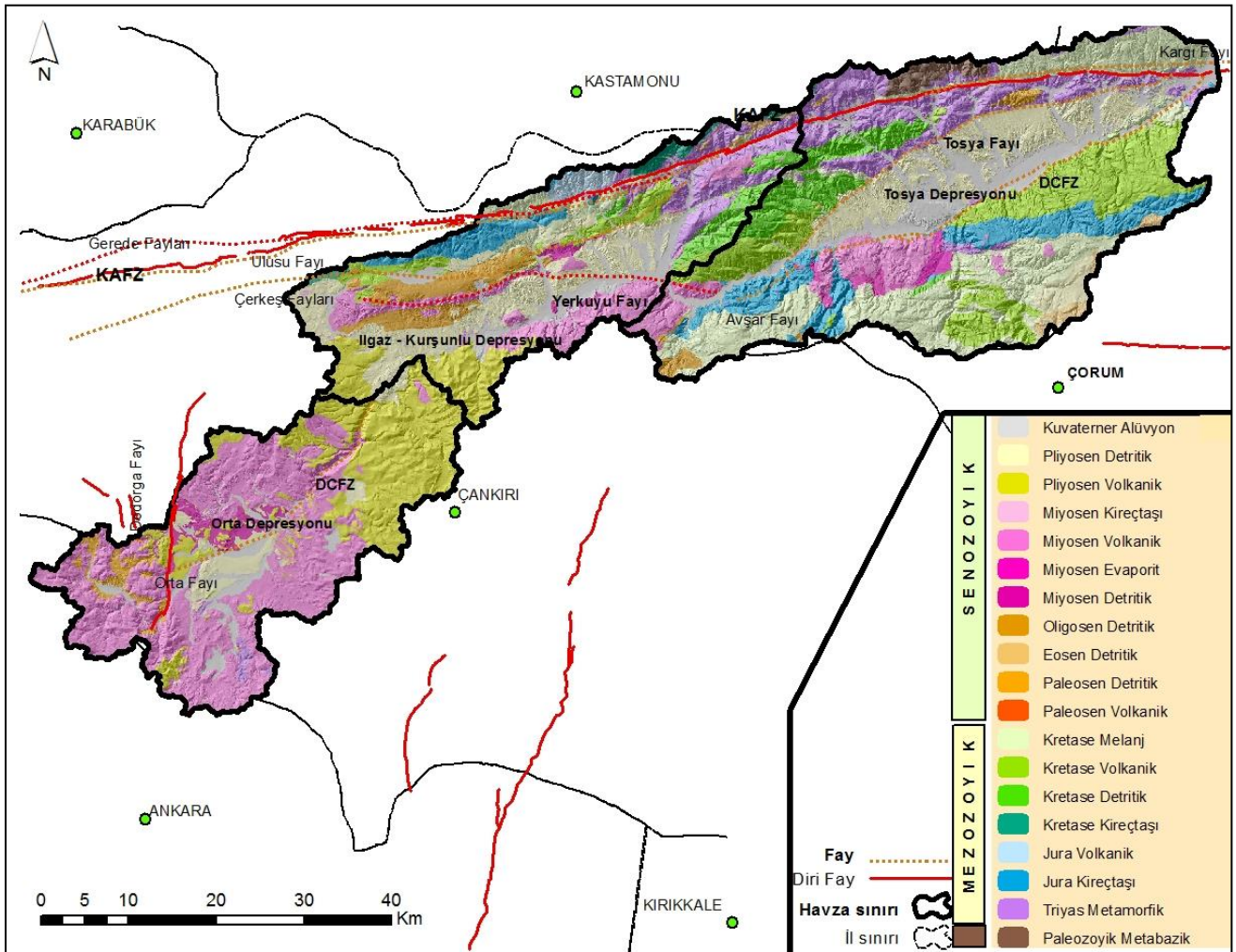
Devrez Çayı Vadisi tektonik açıdan oldukça hareketli bir bölgede yer almaktadır. Vadi birçok fay hattı tarafından çevrelenmiş ve yer yer kesilmiş durumdadır. Çalışma sahasının kuzeyinde; doğu – batı yönünde uzanan ve sağ yönlü doğrultu atım hareket mekanizmasına sahip Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) yayılım göstermektedir (Ketin, 1948). KAFZ Devrez Çayı Havzası’nın kabaca kuzey sınırını oluşturmaktadır. Özellikle, Devrez Çayı’nın aşağı çığırının bulunduğu havza sınırı doğrudan KAFZ geçiş hattı üzerinde bulunmaktadır (**Şekil 4**).

Çalışma sahası kuzeyinde, özellikle Neojen arazileri üzerinde, KAFZ’ a bağlı olarak gelişen ve KAFZ yayılımına paralel yönde uzanan tali fay sistemleri bulunmaktadır. Tokay (1973), zonun Gerede – Ilgaz arasında kalan kısmının merkezi bir rift ile biri kuzeyde diğeri ise güneyde yer alan iki ana kuşaktan oluştuğunu belirtmiştir. Devrez Çayı Havzası’nın kuzeyi, kabaca Gerede – Ilgaz rift kuşağı güney sınırına denk gelmektedir. Özellikle çalışma alanının Kurşunlu – Ilgaz depresyonu, dar anlamda Gerede – Ilgaz rift kuşağı üzerinde yer almaktadır. Havzanın kuzeyinde ve riftin güneyinde yer alan fay, Ulusu Fayı olarak adlandırılmaktadır (Tokay, 1973). Çalışma sahasının Kurşunlu depresyonu kuzeyini oluşturan kırık sistemi; Ulusu Fayı ve kısmen Gerede Fayları ile sınırlandırılmış bir merkez kuşak ile güneyinde Çerkeş Fayları’nın yer aldığı bir güney aks ve kuzeyinde Gerede Fayları tarafından oluşturulmuş kuzey kuşağından oluşmaktadır (**Şekil 4**). Tokay (1973), Çerkeş Fayları’nın kuzeye eğimli, güneye itimli olduklarını ve en az dört fay takımından oluştuklarını ifade etmiştir. Çerkeş Fayları, yer yer birbirlerini keserek Kurşunlu – Ilgaz arasında merkezi blok meydanı getirmişlerdir (Tokay, 1973; Akkuş, 1980). Çerkeş Fayları’nın güneyinde, kısmen bu faylar ile kesişen Kızılbrik Fayı ve Yılanlı Fayı bulunmaktadır (Tokay 1973). Akkuş (1980), Tosya depresyonu Yerkuyu mevkiinden başlayarak, Kurşunlu – Ilgaz Havzası içerisinde Devrez Çayı’nı keserek Çatkese köyüne kadar uzanan bindirme fayını Yerkuyu Fayı olarak adlandırmış ve Kızılbrik Fayı’nın söz konusu fayın tali kolu olduğunu belirtmiştir. Tosya depresyonu kuzeyinde, Kurşunlu – Ilgaz depresyonuna benzer şekilde KAFZ yer almaktadır. Söz konusu depresyonda yer alan önemli faylar kuzey güney hattında sırası ile Kargı Fayı, KAF, Tosya Fayı, Avşar Fayı ve Devrez Çayı Fay Zonu (DÇFZ) şeklinde gruplandırılabilir (**Şekil 4**).

Depresyon kuzeyinde K70D yönlü uzanan KAF, Özboyu köyü yakınlarında K90D yönüne kırılarak güneyden gelen Tosya Fayı ile birleşmektedir (Dhont vd., 1998). Kırılım noktasından Kargıya kadar uzanan kırık Kargı Fayı olarak adlandırılmakta olup, Dhont (1998) fayın aktif olmadığını belirtmektedir.

Sağ yönlü doğrultu atımlı faylar olan Tosya Fayı ve DÇFZ, kuzeyde KAFZ ve güneyde Avşar Fayı ile birleşmektedir. Bölgede KAFZ içerisinde yer alan; Tosya Fayı, DÇFZ ve Avşar Fayı aktif iken Kargı Fayı ise güncel olarak aktif değildir (Dhont vd., 1998). Devrez Çayı Vadisi kuzeyinde, faylarla işlenmiş ve oldukça geniş bir Neojen

arazi yayılım göstermektedir (Şekil 4). Vadinin güneyinde ise Neojen arazi çok dar bir alanda yer almakta, daha eski yaşlı şistli, ofiyolitik ve volkanik formasyonlar yayılım göstermektedir (Akkuş, 1980). Çalışma sahasının kuzey sınırını oluşturan Ilgaz Dağları ve Bulancık Dağı ile güney sınırını oluşturan Kös Dağları ve Erenler Dağı üzerinde sivri doruklara rastlanılmamaktadır. Söz konusu dağların temelini, aynı zamanda çalışma sahasının da temel kayacı olan, Paleozoyik yaşlı birimler oluşturmaktadır. KAFZ üzerinde yer alan ve bölgedeki en yüksek rölyefi oluşturan Ilgaz dağları, yer yer faylar tarafından sınırlandırılmış konumdadır.



Şekil 4: İnceleme alanı jeoloji ve fay haritası (Kaynak: MTA 1/250.000 Diri fay haritası, Tokat (1973), Akkuş (1980) ve Dhont vd. (1998)'den itibaren yeniden çizilmiştir).

Figure 4: Geology and fault map of study area (Source: MTA 1/250.000 Active fault map, redrafted after Tokat (1973), Akkuş (1980) and Dhont et al. (1998)).

Yalçınlar (1960), Türkiye’de yer alan Kaledoniyen masiflerini ve karakterlerini incelediği çalışmasında, Kastamonu ve Tosya arasında yer alan Ilgaz Dağları masifi ile Tosya ve Osmancık arasında yer alan Kös Dağları masifinin, Kaledoniyen ve Hersiniyen masifi olduğunu ve Devrez Çayı tarafından masifin ikiye ayrıldığını açıklamıştır. Erinç vd. (1961), Ilgaz Dağları’nın temelini Paleozoyik yaşlı kayaların oluşturduğunu belirterek, temel üzerinde üst Kretase’ye ait masif beyaz kalkerlerin yer aldığını belirtmiştir. Aynı çalışmada araştırmacılar, Ilgaz Dağları’nın üzerinde periglasyal yeryüzü şekillerin geliştiğini açıklamıştır. Tchihatcheff (1867) ve Akkan (1970), farklı çalışmalarında Kös Dağları’nın Ilgaz Dağları’nın devamı olduğunu ve Devrez Çayı Vadisi’nin söz konusu kütleyi ikiye ayırdığını belirtmiştir. Akkan (1970), çalışmasında Devrez Çayı Vadisi’ndeki depolar ile peneprenler üzerinde yer alan depoların aynı yaşlı neojen birimleri olduğunu ifade etmiştir.

Devrez Çayı akışı boyunca yer yer daralan yer yer genişleyen bir yatak üzerinde birçok formasyonu keserek hareket etmektedir. Devrez Çayı Vadisi, Kızılırmak kavşağından yukarı çığırına kadar sırası ile Tosya, Ilgaz – Kurşunlu ve Orta depresyonlarından geçer. Akkuş (1980), vadinin mansap kesiminde Paleozoik şistler üzerinde, Tosya – Ilgaz arasında şist, kalker ve ofiyolitik formasyonlar üzerinde, Ilgaz depresyonunda Neojen formasyonlar ve andezitler üzerinde ve Orta depresyonunda ise Neojen ve daha yeni depolar üzerinde geliştiğini açıklamıştır. Aynı çalışmada, vadi boyunca, farklı çığırılarda gelişen boğazların genel olarak epijenik (sürempoze) sınıfında yer alan inkonsekant boğazlar olduğu belirtilmiştir. Tchihatcheff (1867), Pamir (1944), Blumenthal (1948), Akkan (1970), Tokay (1973), Akkuş (1980) ve Dhont vd. (1998) gerçekleştirdikleri farklı çalışmalarda, Devrez Çayı boyunca profilinin farklı çığırılarında yaşanan değişimlerin ve vadi gelişiminin litoloji ile olduğu kadar tektonik hareketler ile de yakından ilişkili olduğunu açıklamışlardır.

4. BULGULAR

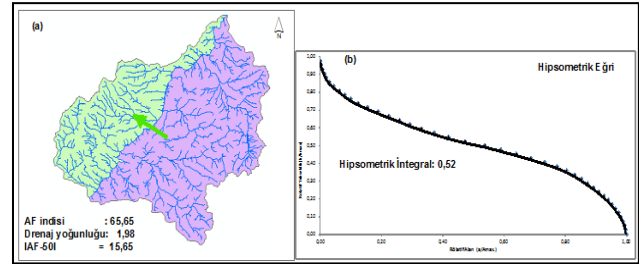
4.1. Kırşakal Havzası

Orta ilçesi Kırşakal mevkiinden başlayan drenaj alanı içinde Devrez Çayı Vadisi, dar bir boğazın hâkim olduğu morfolojiye sahiptir. Orta depresyonu içerisinde geniş bir tabanda hareket eden Devrez Çayı, Kırşakal köyü kuzey doğusundan itibaren Ilgaz – Kurşunlu depresyonuna kadar, Alt Pliyosen ve Orta – Üst Miyosen yaşlı volkanik formasyonlar (bazalt, antezit ve tüf) içerisinde açılmış, yamaçları oldukça dik ve dar bir geometride olan boğazı takip eder. Akışı boyunca Neojen volkanik formasyonları içerisine gömülen, Devrez Çayı’nın gömülme amplitüdü 90 m – 150 m aralığında değişmektedir. 1,98’lik drenaj

yoğunluğuna sahip Kırşakal Havzası’na ait AF indisi 65,65 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 5a**). Havza simetrisi kuzeybatı yönüne doğru yüksek oranda bozulmuş durumda olup, AF indisi sınıflandırmasına göre havza “sınıf I” değer aralığındadır (**Şekil 5a**).

Kırşakal Havzası’nın yüksek seviyede simetri bozukluğu ve “sınıf I” değer aralığında yer alması, havza evriminde ve dolayısı ile vadi gelişiminde tektonizmanın güncel olarak etkin olduğunu işaret etmektedir.

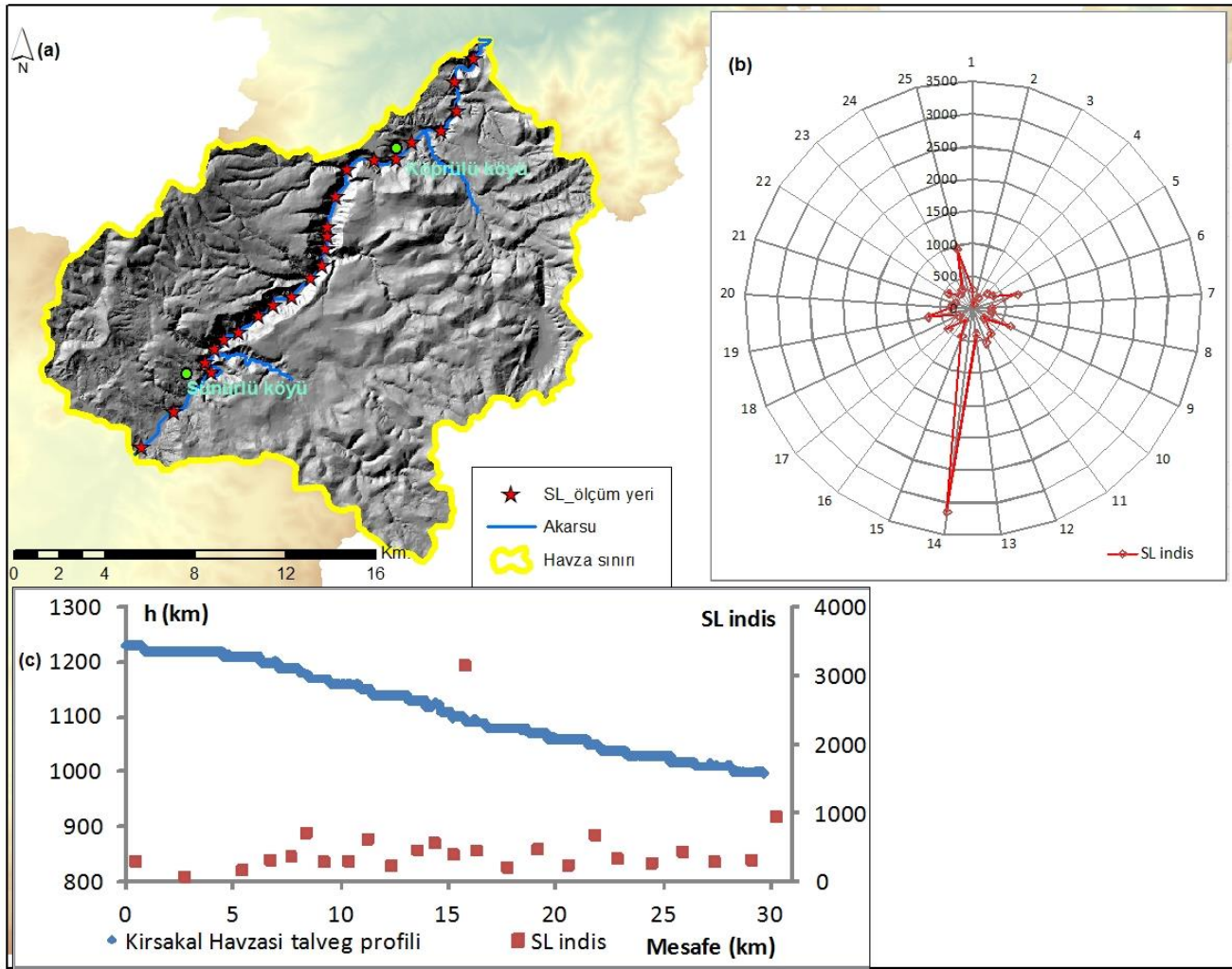
Kırşakal Havzası’na ait hipsometrik eğri geometrisi görece dışbükeydir (**Şekil 5b**). Havza hipsometrik eğrisindeki dışbükeylik incelendiğinde, özellikle Pliyosen – Miyosen volkanik arazi üzerinde akan kesimlerinin oldukça genç bir morfolojiye sahip oldukları anlaşılmaktadır. Havzaya ait hipsometrik integral değeri 0,52 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 5b**). Hi indisi değeri, havzanın Devrez Çayı tarafından tam olarak aşındırılmadığı ve/veya aşındırma oranından daha yüksek seviyede yükseldiği, görece olarak genç olduğu ve denüdasyonun devam edeceğini açıklamaktadır. Havzaya ait hipsometrik eğri geometrisi de bu savı desteklemektedir.



Şekil 5: (a) Kırşakal Havzası AF indisi ve drenaj yoğunluğu. (b) Kırşakal Havzası hipsometrik eğri ve integrali.

Figure 5: (a) AF indices and drainage density of Kırşakal Basin. (b) Hypsometric curve and integral of Kırşakal Basin.

Vadi tabanı boyunca, Devrez Çayı üzerinde 74,73 ve 3.151,85 değerleri arasında değişen 25 adet SL indisi hesaplanmıştır (**Şekil 6a** ve **6c**). Akarsuyun yukarı çığırılarında 300’ler civarında olan SL indislerinin, aşağı çığıra doğru değerleri artmaktadır. SL indisi frekans dağılımı incelendiği zaman, indislerin çok büyük bir kısmının 74 ve 382 değerleri arasında kümelendiği görülmektedir (**Şekil 6b**). Litolojide farklılaşma, morfoloji değişimi ve tektonik aktivite etkilerinin gözlemlenmediği bir sahada yukarı çığırdan aşağı çığıra doğru SL indisi değerlerinin anomaliler göstermeden artış eğiliminde olması beklenir. Kırşakal drenaj alanında, yukarı çığırdan aşağı çığıra doğru ilerledikçe SL indisi değerlerinin çok az sayıda anomali göstererek arttığı tespit edilmiştir. SL indisi anomali düzeyine göre yapılan sınıflandırmada, saha “sınıf III” değer aralığındadır.



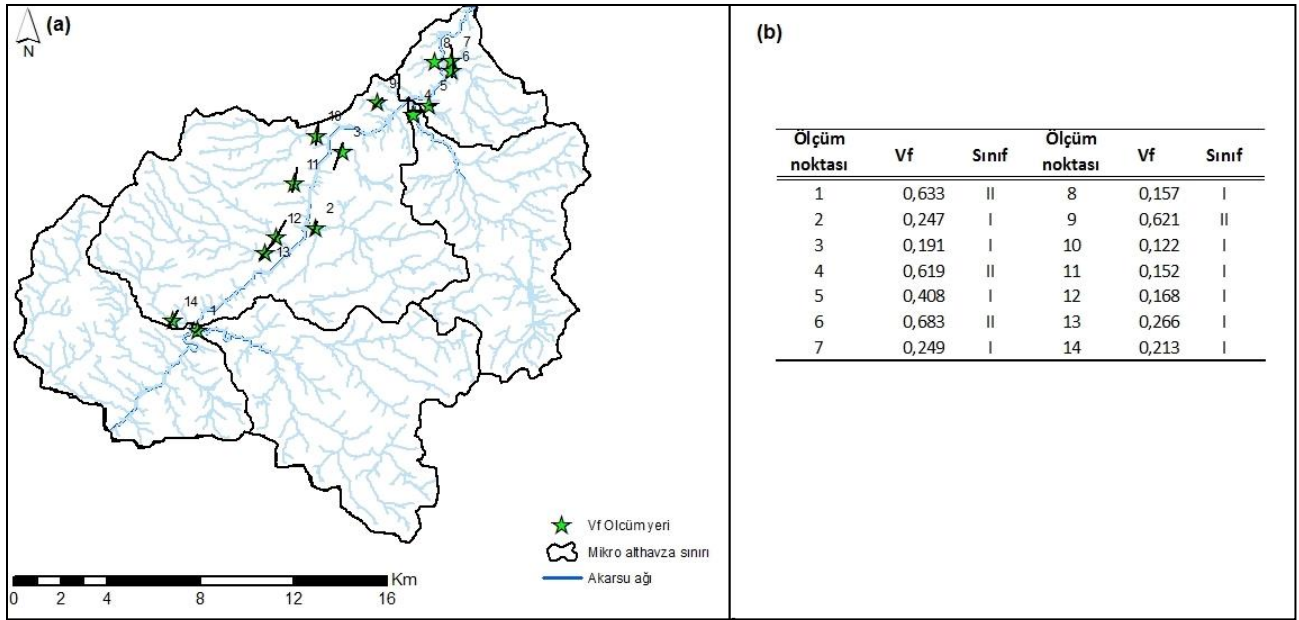
Şekil 6: (a) Kirsakal Havzası SL indisi ölçüm yerleri. (b) Kirsakal Havzası SL indisi frekans dağılımı. (c) Kirsakal Havzası talveg profili boyunca SL indisi dağılımı.

Figure 6: (a) Location of SL indices at Kirsakal Basin. (b) Frequency distribution of SL indices at Kirsakal Basin. (c) SL indices distributions of Kirsakal Basin along the talweg profiles.

Sünürlü ve Köprülü köyleri arasında Devrez Çayı oldukça düz bir hat boyunca derince açılmış bir vadiyi takip etmektedir. Akkuş (1980), çayın bu bölgede bir fay hattını takip ettiğini belirtmiştir. En yüksek anomali değeri (3.151,85) Sünürlü köyünün kuzey doğusunda, yatağın kuzeye doğru saptığı yerde tespit edilmiştir Sünürlü köyünün yaklaşık 7,5 km kuzey doğusunda (Şekil 6a), litoloji değişimi olmaksızın SL indisinde gerçekleşen yüksek anomali değeri (Şekil 6c), DÇFZ' nin akarsu yatak akışını etkilemesi ve devamında yatağın kuzey doğu yönünde fay zonunu takip etmesi ile açıklanabilir. Anomali noktası, kuzeydoğu istikametli DÇFZ içerisinde yer alan muhtemel fay kırığı ve takip ettiği hat ile örtüşmektedir. Yüksek anomali değeri, yatağın bu bölgede tektonik aktiviteye bağlı olarak fay kırığını takip ettiğini göstermesi açısından

önemlidir. Devrez Çayı yatağının sağ ve sol aksında 14 adet V_f indisi ölçümü yapılmıştır (Şekil 7a). İndislere ait sınıflandırma Şekil 7b'de verilmiştir. İndis değerleri çok büyük oranda "sınıf I" değer aralığında kümelenmiştir. Bu durum, yatağı bu bölgede besleyen yan kolların görece V-şekilli geometriye sahip olmaları ve Devrez Çayı yatağın görece dar bir boğaz içerisinde hareket etmesi ile uyum göstermektedir.

Bölgedeki aktif tektoniğe bağlı olarak sahanın yükselmesi ve akarsuyun görece dirençli kayalar içerisine gömülerek hareket etmesi V_f indisi ölçümü sonuçlarının yüksek oranda sifıra yakın olması ile örtüşmektedir.



Şekil 7: (a) Kırşakal Havzası V_f indisi ölçüm yerleri **(b)** Kırşakal Havzası V_f indisi değerleri.

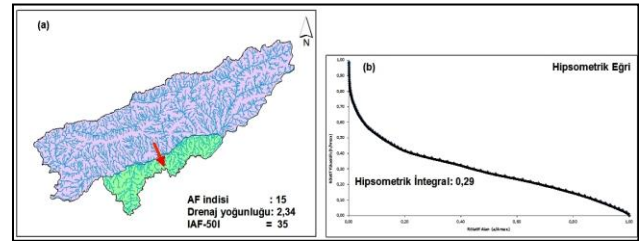
Figure 7: (a) Location of V_f indices at Kırşakal Basin. **(b)** V_f indices values of Kırşakal Basin.

4.2. Ilgaz – Kurşunlu Havzası

Ilgaz – Kurşunlu Havzası, Devrez Çayı tarafından yarılmış bir plato görünümündedir. Havza tabanı doğudan batıya doğru yükselmekte ve kuzeyden güneye doğru alçalmaktadır. Devrez Çayı genel itibarı ile kuzeyinde Pliyosen göl ve akarsu detritikleri (konglomera, marn ve kil), güneyinde Pliyosen – Miyosen volkanik depoları (andezit, bazalt ve piroklastik malzeme) ile sınırlandırılmış batı – doğu doğrultusunda Kuvaterner alüvyon bir yatak üzerinde hareket etmektedir. 2,34' lük drenaj yoğunluğuna sahip Ilgaz – Kurşunlu Havzası'na ait AF indisi 15 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 8a**). Havza simetrisi güneydoğu yönüne doğru çok yüksek oranda bozulmuş olup, AF indisi sınıflandırmasına göre havza sınıf I değer aralığındadır (**Şekil 8a**). Havzaya ait AF indisi, havzanın disimetrik yapıda olduğunu doğrulamaktadır. Değerin yüksek oranda elliden uzaklığı, Ilgaz – Kurşunlu Havzası'nda disimetrisinin çok fazla olduğunu ve akış yönüne göre akarsu solunda kalan havza alanının daha büyük olduğunu açıklamaktadır.

Ilgaz – Kurşunlu Havzası'na ait hipsometrik eğri geometrisi görece içbükeydir (**Şekil 8b**). Havzaya ait hipsometrik integral değeri 0,29 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 8b**). Söz konusu değer, havzanın Devrez Çayı ve yan kolları tarafından yüksek oranda aşındırıldığı ve/veya görece olarak gençlik evresinin sonunda olduğunu işaret etmektedir. Havzaya ait hipsometrik eğri geometrisi de bu savı desteklemektedir. Başka bir ifade ile eğri geometrisi

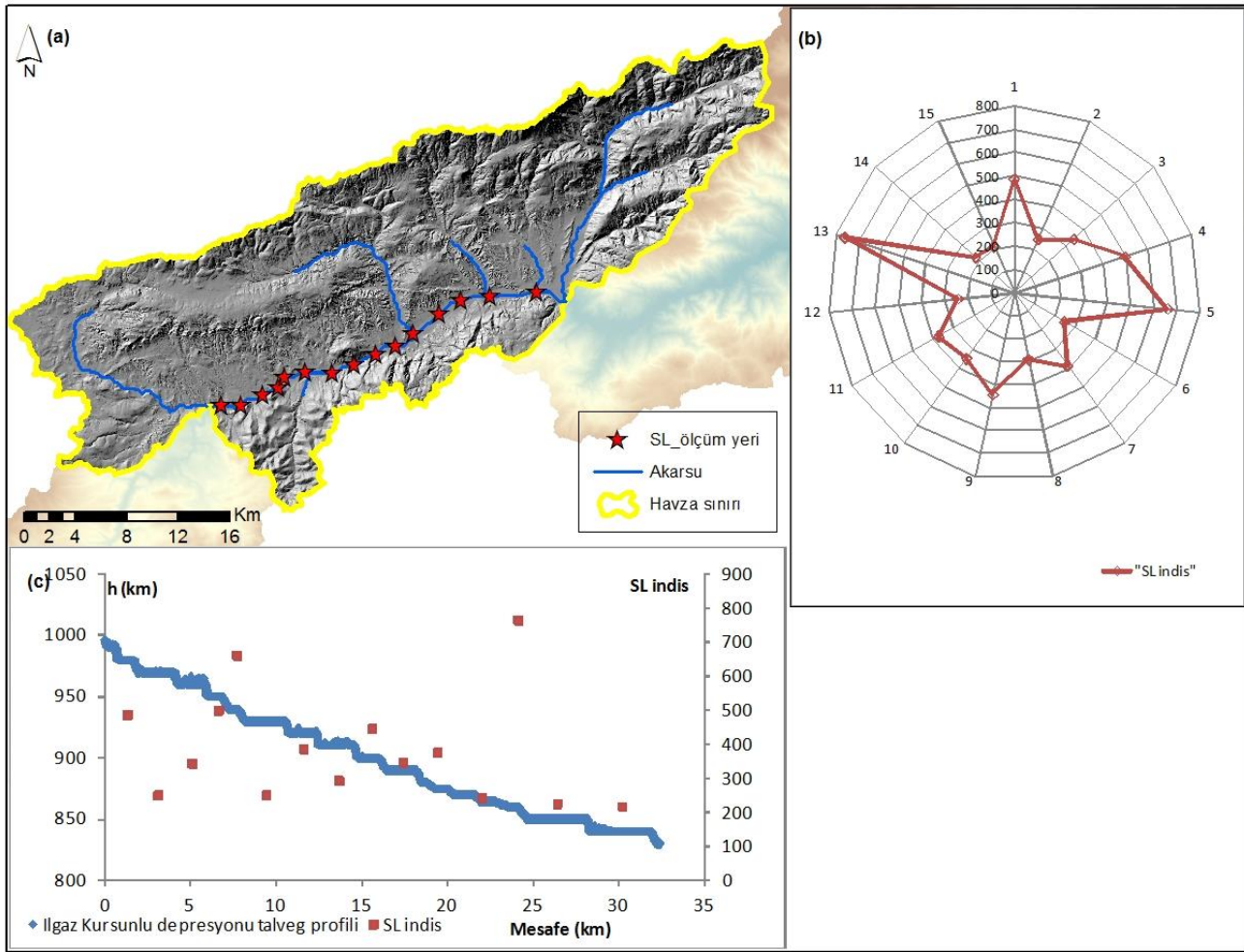
ve buna bağlı olan H_i indisinin düşük değere sahip olması; topografyanın oldukça aşındırılmış olması ve doğu – batı yönünde uzanan faylar tarafından parçalanmış olması ile uyum göstermektedir.



Şekil 8: (a) Ilgaz – Kurşunlu Havzası AF indisi ve drenaj yoğunluğu **(b)** Ilgaz – Kurşunlu Havzası hipsometrik eğri ve integrali.

Figure 8: (a) AF indices and drainage density of Ilgaz – Kurşunlu Basin. **(b)** Hypsometric curve and integral of Ilgaz – Kurşunlu Basin.

Devrez Çayı, bölgede yer yer boğazlar içerisinden geçerek görece geniş bir taban oluşturan morfoloji ile hareket etmektedir. Vadide, Devrez Çayı'nın oluşturduğu boğazlar boyunca gömülme amplitüdü 40 m – 50 m aralığında değişmektedir. Boğazlar genel olarak aşınmaya karşı daha dirençli olan Neojen volkanik depoları üzerinde gelişmişlerdir. Vadi tabanı boyunca, Devrez Çayı üzerinde 215,34 ve 765,68 değerleri arasında değişen 15 adet SL indisi hesaplanmıştır (**Şekil 9a** ve **Şekil 9c**).



Şekil 9: (a) Ilgaz – Kurşunlu Havzası *SL* indisi ölçüm yerleri (b) Ilgaz – Kurşunlu Havzası *SL* indisi frekans dağılımı (c) Ilgaz – Kurşunlu Havzası talveg profili boyunca *SL* indis dağılımı.

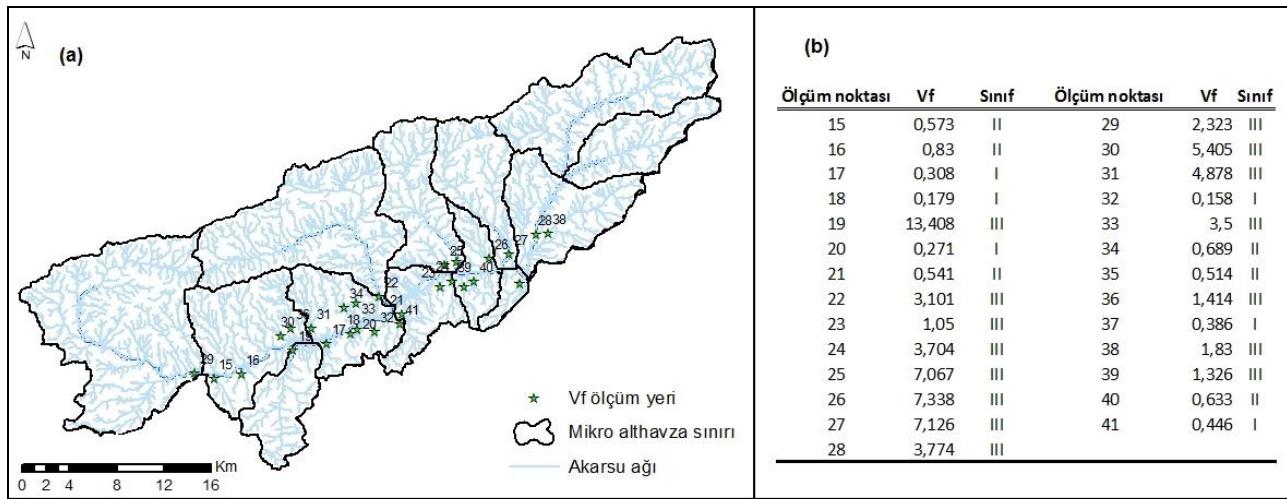
Figure 9: (a) Location of *SL* indices at Ilgaz – Kurşunlu Basin. (b) Frequency distribution of *SL* indices at Ilgaz – Kurşunlu Basin. (c) *SL* indices distributions of Ilgaz – Kurşunlu Basin along the talweg profiles.

Yükseklik basamağındaki değişime duyarlı, *SL* ölçüm noktaları Şekil 9a'da verilmiştir. Talveg profili boyunca *SL* indisi çok büyük ve fazla sayıda anomali göstermemiştir (Şekil 9c). *SL* indis frekans dağılımı incelenmesi ile indislerin çok büyük bir kısmının 210 ve 500 değerleri arasında yer aldığı belirlenmiştir (Şekil 9b).

SL anomalilerinin alındığı akarsu yatağı boyunca, formasyon geçişleri dışında önemli *SL* değişimleri olması, Devrez Çayı yatağında tektoniğe dayalı eğim kırıklarının ve fay hareketlerinin yatak üzerindeki etkisini işaret etmektedir. Düşük açılı ters fay karakterinde olan Yerkuyu bindirmesi boyunca vadinin kuzey kanadı alçalmakta, güney kanadı ise yükselmektedir (Akkuş; 1980). *SL* indisine ait anomali değerinin en yüksek olduğu (765,68) ve hemen akabinde en düşük olduğu noktalar (224,94 ve 215,34)

Yerkuyu Fayı'nın güneyinde yer almaktadır. Litoloji değişimi gerçekleşmeksizin akarsu yatağı boyunca tespit edilen en yüksek ve en düşük *SL* anomali değerleri, Hacıhasan Dağı – Alpagut aksında Yerkuyu Fayı ve/veya tali kollarının hareketlerinin bir göstergesi olarak yorumlanmaktadır. Devrez Çayı'nın yer aldığı blokta meydana gelen yükselme sonucunda *SL* indisinde yüksek anomali meydana gelmiş, akabinde yükselen blokta akarsu talveg profili boyunca yükseklik değişimlerinin görece uzun mesafeler boyunca gerçekleşmesi düşük *SL* anomalilerini ortaya çıkartmıştır.

Devrez Çayı yatağının sağ ve sol aksında 27 adet V_f indisi ölçümü yapılmıştır (Şekil 10a). İndis değerleri ve indislere ait sınıflandırma Şekil 10b'de verilmiştir.



Şekil 10: (a) Ilgaz – Kurşunlu Havzası V_f indisi ölçüm yerleri. **(b)** Ilgaz – Kurşunlu Havzası V_f indisi değerleri.

Figure 10: (a) Location of V_f indices at Ilgaz – Kurşunlu Basin. **(b)** V_f indices values of Ilgaz – Kurşunlu Basin.

Sınıflandırılma incelendiğinde, indis değerlerinin çok büyük oranda “sınıf III” değer aralığında olduğu tespit edilmiştir. Sınıf III değer aralığında yer alan ölçüm yerleri özellikle Devrez Çayı'nın solunda, geniş bir aks üzerinde yer almaktadır. Akarsu yatağını bu bölgede besleyen yan kollar genel olarak U-şekilli bir geometriye sahiptir. Yan kollardaki U-şekilli geometri, yatağın bu bölgede geniş ve alçak bir depresyon içerisinde hareket etmesi ile uyum göstermektedir. Ilgaz – Kurşunlu Havzası'nda, Devrez Çayı Vadisi boyunca “sınıf I” değer aralığında bulunan en kesit yerleri özellikle belirli bir aksa kümelenmiş durumdadır. Bu aks, Köroğlu Dağları'nın bölgede yer alan etekleridir. Havzanın güney sınırını oluşturan, aşınmaya karşı dirençli bazalt ve andezitlerden oluşan, Miyosen yaşlı yamaç etekleri üzerindeki ölçüm noktalarında (17, 18, 20, 32, 37 ve 41) V_f indisleri “sınıf I” değer aralığındadır (**Şekil 10a** ve **10b**). “Sınıf I” değer aralığında yer alan V_f indisleri, vadinin sağ yamacının aşınmaya karşı dirençli kayalardan oluşmuş olması, tektonik yükselme ve paralelinde kuvvete kazılan yan kol vadilerinin varlığı ile uyum göstermektedir.

4.3. Tosya Havzası

Dhont vd. (1998), Tosya depresyonunun tektonik aktiviteye bağlı olarak, Erken Miyosen'den başlayarak, KAFZ üzerinde yer alan Kargı Fayı ve DÇFZ arasındaki kontakten itibaren geliştiğini açıklamıştır. Kontakten itibaren, kuzey Tosya bloğu Pliyosen ve Pleyistosen boyunca güneybatı istikametinde hareket etmiş, fay kontrollü Tosya depresyonu ortaya çıkmıştır (Dhont vd., 1998). Depresyonun kuzey aksını Tosya Fayı, güney aksını ise DÇFZ oluşturmaktadır. Devrez çayı söz konusu depresyonun güney aksında karasal Neojen tortullarına gömülmüş bir şekilde hareket etmektedir. Gelişen boğazlar; Pliyosen sonrasında yaşanan yükselme ve

penenlen topografyasının tekrar gençleşmesi ile açıklanmaktadır (Akkuş, 1980).

Havza, hipsometrik eğri geometrisi görece dışbükeydir (**Şekil 11b**). Havzaya ait hipsometrik integral değeri 0,51 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 11b**). Söz konusu değer, havzanın gençleşme niteliğini açık bir şekilde göstermektedir. Havzanın, güncel olarak Devrez çayı tarafından penenlen topografyası oluşturacak düzeyde aşındırılmadığı, görece olarak genç olduğu ve denüstasyonun devam edileceği şeklinde açıklanabilir. Havzaya ait dışbükey hipsometrik eğri geometrisi de bu savı desteklemektedir.

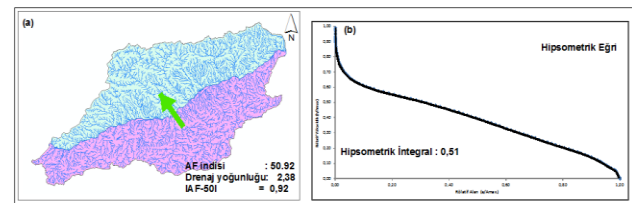
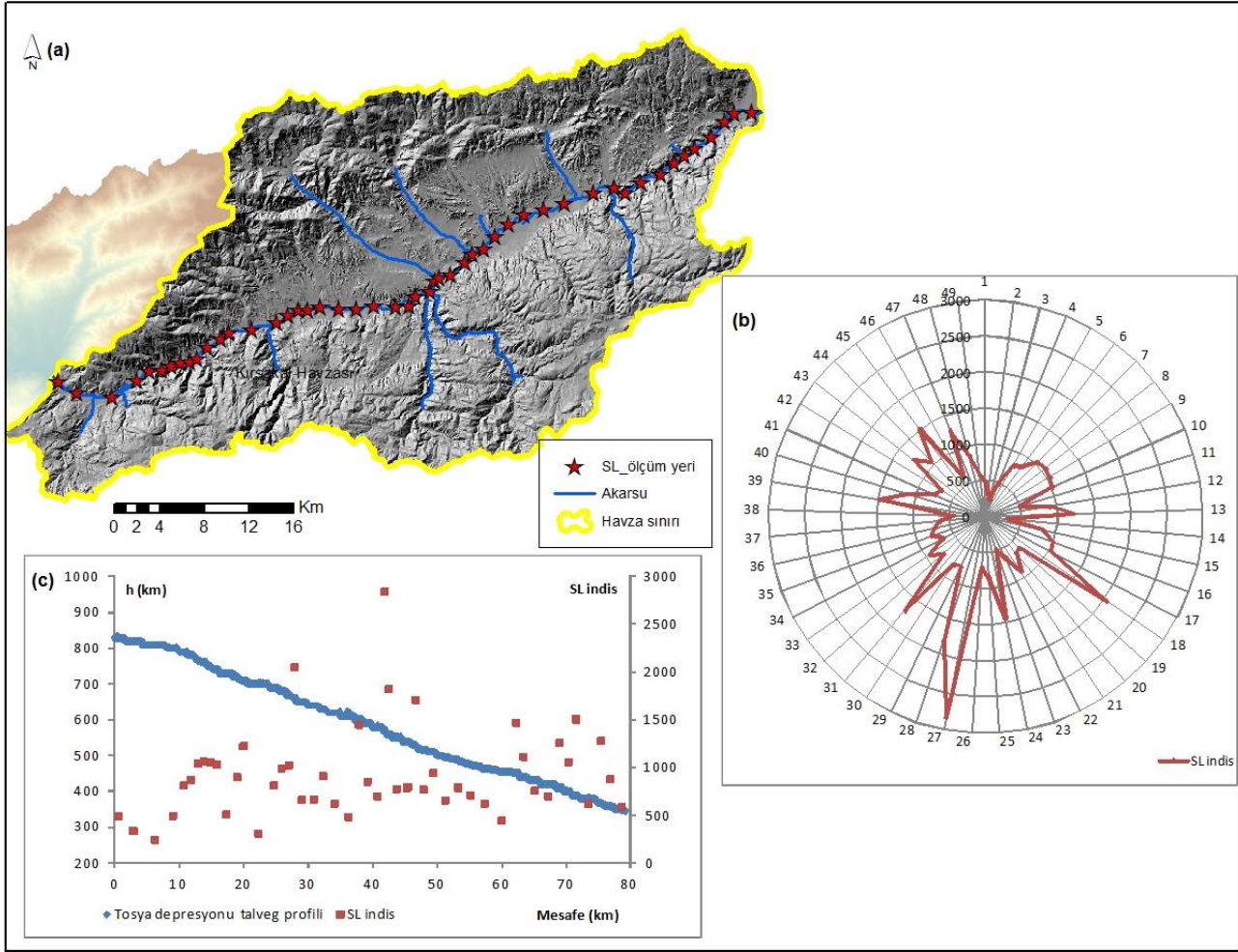


Figure 11: (a) Tosya Havzası AF indisi ve drenaj yoğunluğu **(b)** Tosya Havzası hipsometrik eğri ve integrali.

Figure 11: (a) AF indices and drainage density of Tosya Basin. **(b)** Hypsometric curve and integral of Tosya Basin.

Tosya Havzası drenaj yoğunluğu 2,38 olarak hesaplanmıştır (**Şekil 11a**). Tosya Havzası AF indis değeri 50,92 ve havza simetrisi kuzeybatı yönünde çok az bir oranda bozulmuş durumdadır (**Şekil 11a**). Havza disimetrisi çok yüksek değildir. AF indis sınıflandırmasına göre havza, “sınıf III” değer aralığındadır. Vadi tabanı boyunca, talveg profili seviyesinde en fazla düşey yönde değişim Tosya havzasında kaydedilmiştir. Hacıllardağı eteklerinde 830 m olan talveg seviyesi, akışı boyunca Kızılırmak dirseğine kadar 345 m'ye kadar düşmektedir.



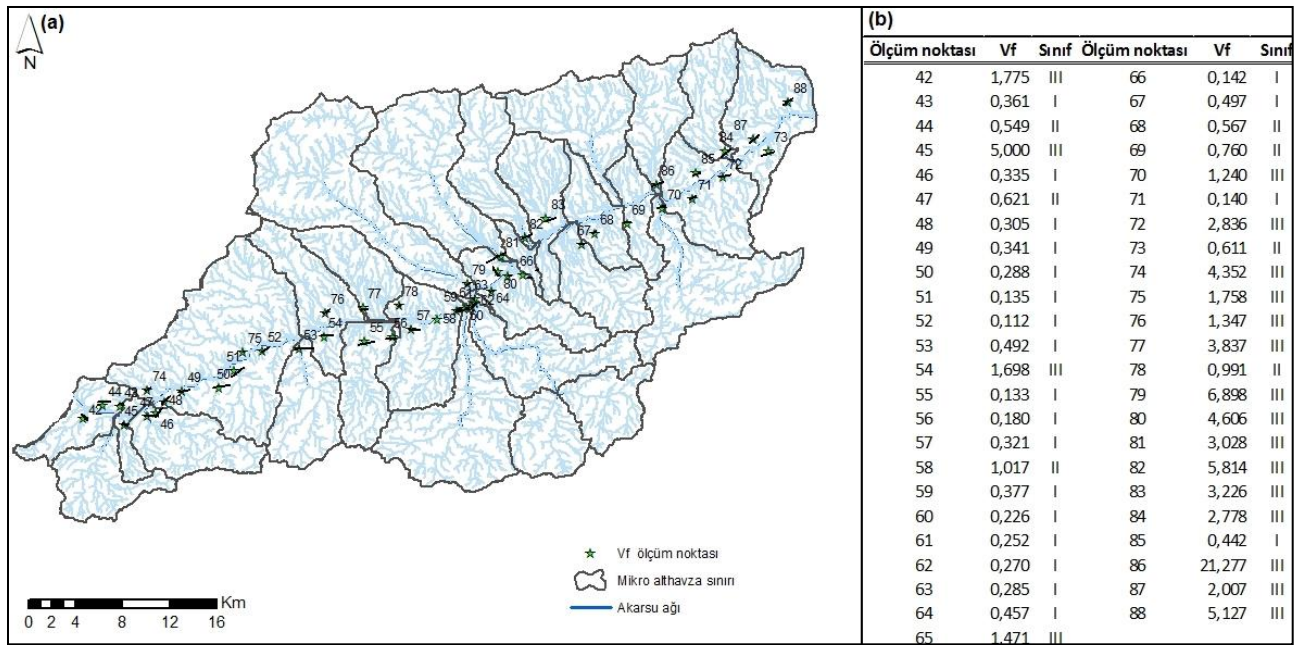
Şekil 12: (a) Tosya Havzası SL indisi ölçüm yerleri (b) Tosya Havzası SL indisi frekans dağılımı (c) Tosya Havzası talveg profili boyunca SL indisi dağılımı.

Figure 12: (a) Location of SL indices at Tosya Basin. (b) Frequency distribution of SL indices at Tosya Basin. (c) SL indices distributions of Tosya Basin along the talweg profiles.

Buna bağlı olarak, Devrez çayı yatağı boyunca en fazla SL indisi değeri Tosya Havzası'nda kaydedilmiştir. Devrez çayı üzerinde; 239,55 ve 2.838,33 değerleri arasında değişen 49 adet SL indisi hesaplanmıştır (Şekil 12a ve 12c). Talveg profili boyunca SL indisi fazla sayıda anomali göstermiştir (Şekil 12c). SL indisi frekans dağılımı incelendiğinde, indislerin çok büyük bir kısmının 499 ve 1.279 değerleri arasında yer aldığı belirlenmiştir (Şekil 12b). SL indisi, anomaliler dışında mabadan mansaba doğru beklenen artış eğilimini yansıtmaktadır. Genel olarak anomali değerleri formasyon geçişlerinde, boğazlarda ve akarsu yatağına paralel şekilde uzanan Avşar Fayı ve DÇFZ boyunca kaydedilmişlerdir.

Bölgede, Pliosen sonundaki gençleşmeye bağlı olarak boğazlar oluşmuş, eski olgunluk evresini yansıtan menderesler kristalen şistler içine hızla gömülmüştür

(Akkuş, 1980). Tosya ve Karakaya boğazlarında elde edilen yüksek SL anomalileri, hem bölgedeki litoloji değişimini hem de bölgede gerçekleşen gençleşmeye bağlı olarak ortaya çıkan eğim kırıklarının varlığını göstermektedir. Talveg profilindeki değişimler bu savı desteklemektedir. Benzer şekilde, "çek ayır havza"nın DÇFZ üzerinde yer alan aksında, akarsu talveg profili boyunca yüksek anomali değerleri tespit edilmiş olup; formasyon geçişi olmaksızın belirlenen bu değerler, tektonik ve dolayısı ile fay hareketlerine bağlı olarak gelişen seviye değişimlerini işaret etmektedir. Genel itibari ile görece düşük anomali değerleri ise Avşar Fayı ve DÇFZ boyunca litoloji değişiminin yaşanmadığı kesimlerde kaydedilmiştir. Devrez Çayı yatağının sağ ve sol aksında 47 adet V_f indisi ölçümü yapılmıştır (Şekil 13a). İndislere ait sınıflandırma Şekil 13b'de verilmiştir.



Şekil 13: (a) Tosya Havzası V_f indisi ölçüm yerleri (b) Tosya Havzası V_f indisi değerleri.

Figure 13: (a) Location of V_f indices Tosya Basin. (b) V_f indices values of Tosya Basin.

Özellikle, boğazların güney ve güney batısında yer alan ölçüm noktalarında V_f indisi sınıf I değer aralığındadır. Karakaya boğazı güney batısında yer alan ölçüm noktalarında (59, 60, 61 ve 62) ve Tosya boğazı güneyinde yer alan ölçüm noktalarından (48, 49, 50, 51, 52 ve 53) elde edilen indisler sınıf I değer aralığında kümelenmiş durumdadır. Söz konusu ölçüm noktalarında, tali kolların Devrez Çayı'na katıldığı yerlerde dik yamaçlı V-şekilli vadiler gelişim göstermektedir. Akkuş, (1980); bölgede gençleşmenin son derece hızlı gerçekleştiğini açıklamaktadır. Karakaya ve Tosya boğazlarında elde edilen düşük V_f indis değerleri hızlı gençleşme ve beraberindeki gömülme ile ortaya çıkan V-şekilli vadi geometrileriyle uyum göstermektedir. Benzer şekilde bölgede yükseltinin oldukça düşük olduğu "çek ayır havza" aksında, akarsu yatağının kuzeybatısında elde edilen V_f indis değerleri (82, 83, 84 ve 87) oldukça yüksektir. U-şekilli yan kol yapıları bölgedeki "çek ayır havza"ya bağlı alçalma ile uyum göstermektedir.

5. SONUÇ ve TARTIŞMA

Bu çalışma, Devrez Çayı Vadi tabanında, bölgedeki hakim aktif tektonizmanın rolünün kantitatif veriler yardımıyla incelenmesi ve etkilerinin nicel olarak ortaya çıkartılmasını amaçlamaktadır. Bu amaç doğrultusunda seçili morfometrik indisler; ana akarsu yatağının ve vadinin yer aldığı alt havzalara (Kırsakal, Ilgaz – Kurşunlu ve Tosya) ayrı ayrı uygulanmıştır.

Devrez Çayı Vadi tabanının yer aldığı havzalara ait seçili indis sınıfları ve hipsometrik eğrileri **Tablo 5** ve **Şekil 14'**de verilmiştir.

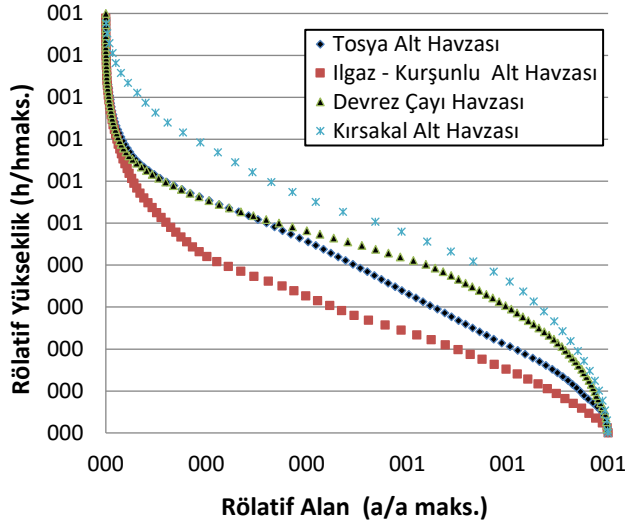
Tablo 5: Devrez Çayı Vadisi boyunca seçili indis sınıfları.

Table 5: Classification of selected indices at Devrez River Valley.

| Vadi tabanının bulunduğu havza adı | İndisler | | | |
|------------------------------------|----------|-------|-----|-------|
| | AF | H_i | SL | V_f |
| Kırsakal Havzası | I | I | III | I |
| Ilgaz - Kurşunlu Havzası | I | III | II | III |
| Tosya Havzası | III | I | I | I |

Devrez Çayı Vadi tabanının geliştiği alt havzalarda, seçili indisler ve hipsometrik eğri geometrilerine dayalı bir değerlendirme yapıldığında genç tektonik aktiviteye bağlı olarak vadi gelişiminin en fazla olduğu kısım Kırsakal ve Tosya havzalarında karşımıza çıkmaktadır. Ilgaz – Kurşunlu depresyonunun yer aldığı alt havza ise akarsu drenaj ağı tarafından daha fazla aşındırılmış ve alt havzalar içerisinde görece olgunluk dönemindedir.

Çalışmada, seçili indislerin ve indislere ait sınıflandırmaların bir arada uyumlu ve anlamlı sonuçlar verdiği tespit edilmiştir.



Şekil 14: Devrez Çayı Vadisi boyunca seçili indis sınıfları.

Figure 14: Classification of selected indices at Devrez River Valley.

Sayısal yükseklik modelinden itibaren seçili morfometrik parametrelere bağlı olarak elde edilen bulgular, Devrez Çayı yatağı ve vadi gelişiminde tektonik aktiviteye bağlı olarak gelişen fay kontrolünün oldukça belirleyici olduğu savını desteklemektedir.

Bölge üzerinde yapılacak çalışmaların mikro alt havzalar seviyesine indirilerek detaylandırılması ve her bir anomali değerinin sahada farklı parametreler ile birlikte analiz edilmesi sonraki araştırmacılara önerilmektedir.

KAYNAKÇA

Akkan, E. (1970). Bafra Burnu-Delice Kavşağı Arasında Kızılırmak Vadisinin Jeomorfolojisi. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Yayınları, Yayın No: 191, Ankara.

Akkuş, A. (1980). Devrez Çayı Vadisi'nin Jeomorfolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi Yayınları, Yayın No: 24, Trabzon.

Blumenthal, M. (1948). Bolu Civarı ile Aşağı Kızılırmak Arasındaki Kuzey Anadolu Silsilelerinin Jeolojisi. Maden Tetkik Arama Yayınları, Yayın No: 13, Ankara.

Bull, W.B. ve McFadden, L.D. (1977). Tectonic Geomorphology North and South of The Garlock Fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 115 –138.

Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng K.Y. (2003). Along – Strike Variations of Morphotectonic Features in Western Foothills of

Taiwan and its Tectonic Implications Based on Streamgradient and Hypsometric Analysis. Geomorphology, 56, 109 – 137.

Cürebil, İ. ve Erginal, A.E. (2007). Mıhlı Çayı Havzası'nın Jeomorfolojik Özelliklerinin Jeomorfik İndislerle Analizi. Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi, 19(6) 126 – 135.

Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Köse, O. (1998). Polyphased Block Tectonics Along The North Anatolian Fault in The Tosya Basin Area (Turkey). Tectonophysics, 289, 213 – 227.

Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative Analysis of Relative Tectonic Activity in the Sarvestan Area, Central Zagros, Iran. Geomorphology, 121, 329 – 341.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A. (2008). Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96, 150 - 173.

Erdag, Ş., T., Tüysüz, O., Akyüz, S. (2009). Ecemiş Fay Zonu'nun Morfotektonik Özellikleri ve Morfometrik Analizi. İstanbul Teknik Üniversitesi Mühendislik Dergisi, 8(5), 67 – 79.

Eriç, S., Bilgin, T., Benner, M. (1961). Ilgaz Üzerinde Periglasyal Şekiller. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi, 12, 151 – 160.

Hack, J.T. (1973). Stream Profile Analysis and Stream-Gradient Index. U.S. Geological Survey Journal of Research, 1, 421 – 429.

Hare, P.W. ve Gardner, T.W. (1985). Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism Along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, in Morisawa. In: M. and Hack, J.T. (Eds), Tectonic Heomorphology: Proceedings of the 15th Geomorphology Symposia Series, Binghamton, New York, 76 – 104.

Hurtrez, J. E., Sol, C., Lucazeau, F. (1999). Effect of Drainage Area on The Hypsometry From an Analysis of Small-Scale Drainage Basins in The Siwalik Hills (Central Nepal). Earth Surface Process and Landforms, 24, 799 – 808.

Keller, E. A. (1986). Investigations of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. In: Wallace, R.E. (Ed.), Active Tectonics: Impact on Society. National Academy Press, Washington, DC.

Keller, E.A. ve Pinter N. (1996). Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes. Prentice Hall, New Jersey.

Ketin, İ. (1948). Über die Tectonisch-Mechanischen Folgerungen aus den Grossen Anato-lischen Erdbeben des Letzten Dezenniums. Geologie Rundsh, 36, 77 – 83.

Langbein, W.B., vd. (1947). Topographic Characteristics of Drainage Basins. United States Department of The Interior, Washington.

Mahmood, S.A. ve Gloaguen, R. (2012). Appraisal of Active Tectonics in Hindu Kush: Insights From DEM Derived Geomorphic Indices and Drainage analysis. Geoscience Frontiers, 3 (4), 407 – 428.

Mayer, L. (1986). Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts. *Active Tectonics, Studies in Geophysics* (Eds R.E. Wallace). 125 – 135, National Academy Pres.

Mayer, L. (1990). *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice-Hall, New Jersey.

McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *J.R. Astron. Soc.*, 30, 109 – 185.

Özdemir, H. (2007). Havran Çayı Havzasının (Balıkesir) CBS ve Uzaktan Algılama Yöntemleriyle Taşkın ve Heyelan Risk Analizi. Yayımlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü. İstanbul.

Öztürk, B. ve Erginal, A.E. (2008). Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) Havza Gelişiminin Morfometrik Analizler ve Jeomorfik İndislerle İncelenmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 50, 61 – 68.

Pamir, H.N. (1944). Kuzey Anadolu'da Bir Deprem Çizgisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, A - serisi, C9 (Sayı 3).

Pike, R.J. ve Wilson, S.E. (1971). Elevation Relief Ratio, Hypsometric Integral and Geomorphic Areaaltitude Analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 1079 – 1084.

Selim, H.H., Tüysüz, O., Karakaş, A., Taş, K.Ü. (2013). Morphotectonic Evidence from The Southern Branch of The North Anatolian Fault (NAF) and Basins of The South Marmara Sub-Region, NW Turkey. *Quaternary International*, 292, 176 – 192.

Schumm, S.A. (1986). Alluvial River Response to Active Tectonics, *Studies in Geophysics. Active Tectonics, Studies in Geophysics* (Eds R.E. Wallace). 80 – 94, National Academy Press.

Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) Analysis of Erosional Topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117 – 1141.

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: Biddle, K.T ve Christie-Blick, N., (Eds), *Strikeslip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37, 227 – 264.

Tarı, U. ve Tüysüz, O. (2008). İzmit Körfezi ve Çevresinin Morfotektoniği. *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi/d Mühendislik*, 7(1), 17 – 28.

Tchihatcheff, P. (1867). *Asie Mineure: Description Physique: Geologie*. L. Gurein (Ed), Paris

Tokay, M. (1973). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede – Ilgaz Arasındaki Kısmında Jeolojik Gözlemler. *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu*, Maden Tetkik Arama (MTA), Ankara, 12 – 29.

Tsodoulos, I.M., Koukouvelas, I.K., Pavlides, S. (2008). Tectonic Geomorphology of The Easternmost Extension of The Gulf of

Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics*, 453, 211 – 232.

Turoğlu, H. (1997). İyidere Havzasının Hidrografik Özelliklerine Sayısal Yaklaşım. *Türk Coğrafya Dergisi*, 32, 349 – 355.

Yalçınlar, İ. (1960). Türkiye'de Kaledoniyen Masiflaeri ve Karakterleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, 20, 107.