Türkiye Jeoloji Bülteni
Geological Bulletin of Turkey
68 (2025) 225–258
doi: 10.25288/tjb.1627676

Iğdır Fay Zonu'nun Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisindeki önemi ve Morfotektonik Özellikleri

The Significance and Morphotectonic Features of the Iğdır Fault within the Eastern Anatolian Compressional Tectonic Block

Sacit Mutlu[1*]

[1] *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Afet Yönetimi ve Deprem Uygulama ve Araştırma Merkezi*
Van Güvenlik Meslek Yüksekokulu, Acil Durum ve Afet Yönetimi Programı

• Geliş/Received: 27.01.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.04.2025 • Kabul/Accepted: 05.04.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 22.04.2025 • Baskı/Printed: 30.04.2025

Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

Öz: Iğdır Fay Zonu (IFZ) Türkiye'nin en doğu ucunda, Ağrı Dağı'nın yaklaşık 13 km kuzeybatısında yer almaktadır. Kuzeybatıda Küllük köyünden başlayan fay güneydoğuda Kavaktepe köyüne kadar devam etmektedir. Yaklaşık olarak K20°B ile K60°B arasında değişen doğrultulara sahip olan sağ yanal doğrultu atımlı Iğdır Fay Zonu 19 alt geometrik segmentten oluşmaktadır. Fay kontrollü drenaj ağı, ötelenmiş akarsular ve alüvyal, kolüvyal yelpazeler ve başı kesik dereler fayın aktif olduğunu morfoloji üzerinde gösteren belirteçlerdir. Bu çalışmada Küçük Kafkas Tektonik Bloğu içerisinde konumlanan Iğdır Fay Zonu'nun bölge içerisindeki tektonik etkisinin belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu hedefe bağlı olarak Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının hem tarihsel hem de aletsel deprem kataloğu oluşturulmuş ve fay üzerinde morfometrik analizler (yüzey pürüzlülüğü, hipsometrik integral, havza asimetri faktörü, dağ önü kıvrımlılığı, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı) gerçekleştirilmiştir. Fay Zonu üzerinde belirlenen morfotektonik belirteçler ve indis sonuçları IFZ'nin normal bileşene de sahip olduğunu göstermektedir. Birbirine parelel 5 alt kol halinde bulunan IFZ gevşeyen büklüm yapısı sergilemekte ve güneydoğu kısımda Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşmektedir. Tarihsel dönem depremsellik ve morfometrik indis sonuçlarına bakıldığında çalışma alanının morfolojik olarak genç olduğu, yükselim hızının KB ve GD kesimlerinde yılda 0,5 mm'den fazla olduğu görülmektedir. Iğdır Fay Zonu boyu yapılan indis sonuçları değerlendirildiğinde Iğdır Fay Zonu'nun Ağrı Dağı'na yakın olan güneydoğu ucundaki segmentlerin göreceli olarak daha fazla deformasyon biriktirdiği ve daha fazla yükselme hızına sahip olduğu görülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Aktif Tektonik, Doğu Anadolu, Iğdır Fay Zonu, jeomorfoloji, yükselme hızı.

Abstract: *The Iğdır Fault Zone (IFZ) is located at the easternmost edge of Turkey, approximately 13 km northwest of Mount Ağrı. The fault extends from Küllük village in the northwest to Kavaktepe village in the southeast. The right-lateral strike-slip Iğdır Fault Zone, which exhibits strike variations between N20°E and N60°E, consists of 19 sub-geometric segments. Fault-controlled drainage networks, offset streams, alluvial and colluvial fans, and truncated valleys are key morphological indicators of the fault's activity. This study aims to determine the tectonic influence of the Iğdır Fault Zone, which is situated within the Small Caucasus Tectonic Block. To achieve this objective, both historical and instrumental earthquake catalogs were compiled for the IFZ and its vicinity. Additionally, morphometric analyses were conducted on the fault zone, including surface roughness, hypsometric integral, basin asymmetry factor, mountain front sinuosity, and the ratio of valley floor width to valley height. The identified morphotectonic markers and index results indicate that the IFZ also possesses a normal fault component. The fault zone consists of five parallel sub-branches and exhibits a releasing bend structure, merging with the*

[*] Yazışma / *Correspondence:* sacitmutlu@yyu.edu.tr

© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved

Mount Ağrı extensional crack in the southeastern section. The historical seismicity and morphometric index results suggest that the study area is morphologically young, with an uplift rate exceeding 0.5 mm per year in the NW and SE sections. When the fault length and index results are evaluated, it is observed that the southeastern segments of the Iğdır Fault Zone, particularly those closer to Mount Ağrı, have accumulated relatively higher deformation and exhibit a greater uplift rate.

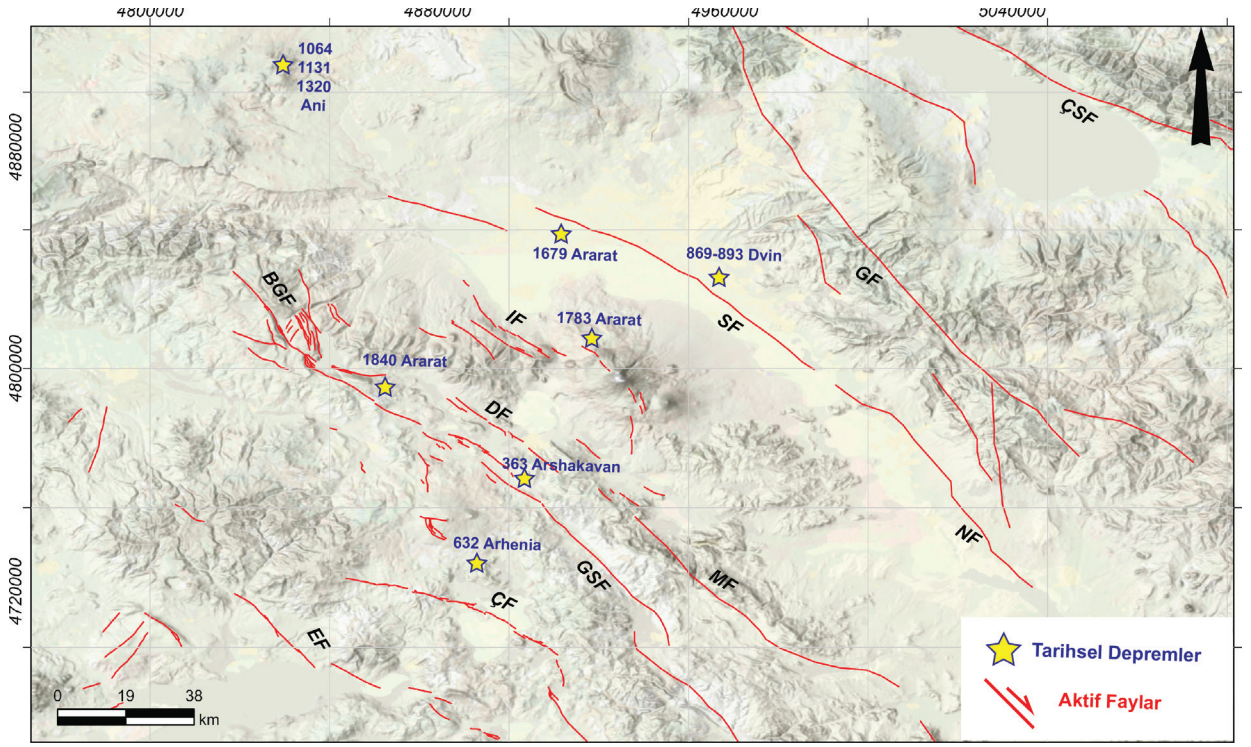
***Keywords**: Active Tectonics, Eastern Anatolia, Iğdır Fault, geomorphology, uplift rate.*

GİRİŞ

Anadolu, Alp-Himalaya orojenik sisteminin Doğu Akdeniz'deki bir parçası olarak Afrika, Arabistan ve Avrasya levhaları arasında yer alır. Bu bölgenin jeolojik tarihi, Afrika/Arabistan ve Hindistan levhalarının Avrasya levhasıyla çarpışmasıyla şekillenmiştir (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981). Çarpışma öncesi dönem paleotektonik, çarpışma sonrası dönem ise neotektonik olarak tanımlanmıştır (Şengör, 1980). Neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Tetis Okyanusu'nun kapanmasıyla başlayıp günümüze kadar devam etmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Grasso, 1995). Bu süreçte, Bitlis-Zagros Sutur Zonu ile Ege ve Kıbrıs yayları gibi yapılar oluşmuştur (McKenzie, 1970, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981). Orta Miyosen-Erken Pliyosen dönemindeki sıkışma rejimi, Anadolu-İran Platosu'nda yaklaşık 2 km'lik yükselmeye yol açmış; bu rejim, Erken Pliyosen itibarıyla sıkışmalı-açılmalı bir rejime dönüşmüştür (McKenzie, 1969; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Hempton, 1987; DeMets vd., 1990; Barka ve Reilinger, 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1998). GNSS ölçümleri, levha hızlarını ve blok hareketlerini analiz etmek için kullanılmıştır (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006; Djamour vd., 2011). Bu modellemelere göre, Arap Levhası kuzey-kuzeydoğuya, İran Levhası kuzeybatıya, Anadolu Levhası batıya doğru hareket etmektedir (Reilinger vd., 2006). Küresel konumlandırma sistemi (GNSS) hızlarına bağlı olarak ortaya konulan katı blok modelinde Doğu Anadolu Sıkışma Bloğu 3 alt blok halinde tanımlanır: (i) Küçük Kafkas-Talesh Bloğu, (ii) Türk–İran Platosu Bloğu ve (iii) Orta İran Bloğu (Djamour vd., 2011). Bu bloklar içerisinde çoğunluğu doğrultu atımlı karakterde olmak üzere birçok aktif fay yer almaktadır. Kuzeyden güneye doğru bakıldığında; Çıldır-Sevan-Pembak, Garni, Sardararpat, Nahçıvan, Doğubayazıt, Maku, Mishu, Kuzey Tebriz, Balıkgölü, Çaldıran, Hasantimur, Gailatu-Siyahçeşme, Tutak, Hamur, Erciş, Saray, Başkale, Salmas ve Süphan fayları doğrultu atım karakteri sergilerken, Tabanlı ve Yeniköşk fayları ise bindirme karakterindedir. Bölgedeki sismik ve güncel deformasyon bu fay/fay zonları tarafından karşılanmaktadır. Fakat göreceli olarak bloklar içerisindeki aktif fay zonları tarafından üstlenilen deformasyon miktarı ve kayma hızı farklılık göstermektedir. Bloklar arasında saat yönünün tersine olan deformasyon hareketinin Kaflkas Bloğu'nda (Şekil 1) daha fazla olduğu ifade edilmektedir (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006). Iğdır Fay Zonu Küçük Kaflkas Tektonik Bloğu'nun güneydoğu sınırının içsel deformasyonunu kontrol etmektedir. İlk defa Şaroğlu (1985) tarafından tanımlanan bu fay sağ yanal doğrultu atımlı bir karakter sergilemektedir. Birbirine parelel birçok segmentten oluşan Iğdır Fay Zonu (IFZ) 30 km uzunluğunda ve yaklaşık 20 km genişliğinde bir deformasyon alanı sunmaktadır. Fay güneydoğuda Ağrı Dağı (5137 m), güneybatıda Zor Dağı (3237 m), kuzey ve kuzeybatıda ise Aras Nehri ve Armavir Bölgesi tarafından sınırlanmaktadır. Bölgesel tektonik konum içerisinde bakıldığında IFZ sağ yanal doğrultu atımlı Doğubayazıt Fayı ile Sardararpat Fayı arasında yer almaktadır. IFZ'nin en güneydoğu segmenti ise Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşmektedir. Çalışma alanının hem tarihsel hem de aletsel deprem kayıtlarına bakıldığında birçok yıkıcı depremin meydana geldiği görülmektedir. Özellikle IFZ, Ağrı Dağı (tarihsel kaynaklarda Mountain Ararat olarak ifade edilmektedir) ve tarihte önemli yerleşim

yerlerine (Bazid, Arshakavan, Arguri) yakın bir konumda yer aldığından ötürü tarihsel kayıtlara ulaşılmıştır. IFZ'ye yakın konumda yer alan yerleşim yerlerinin eski adları tarihsel kayıtlarda incelenmiştir. İncelenen tarihsel deprem lokasyonları sayısallaştırılarak, tarihsel deprem haritası oluşturulmuştur (Şekil 1). IFZ'ye yakın bir konumda yer alan bu depremlerden en önemlisi 1840 Ararat depremidir.

Tarihsel kaynaklarda en detaylı belgelenmiş yıkıcı olaylardan biri olan Ararat M.S 1840 Depremi, Türkiye, İran ve Rusya'yı kapsayan katastrofik bir depremdir (Ergin vd., 1967; Abich, 1847; Loftus, 1855; Byus 1948; Ambraseys ve Melville 1982; Ambraseys, 2009). Fırat Nehri ve Ağrı Dağı arasında meydana gelen bu deprem büyük ölçüde sıvılaşma, zemin deformasyonu ve heyelanları tetiklemiştir (Ambraseys, 2009). Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu yamacında Ahura Vadisi'nde meydana gelen devasa heyelan, Arguri Köyü (Ağrı Dağı eteğinde yer alan Yenidoğan Köyü) ve St. James Manastırı'nda büyük yıkımlara yol açmış, bu alanlardaki tüm sakinlerin hayatını kaybetmesine neden olmuştur (Abich ve Suess, 1882; Weidenbaum, 1884). Heyelan, kar, buz ve kaya karışımından oluşmuş ve büyük bir patlamasıyla beraber vadiyi hızla doldurmuştur. St. James Manastırı'ndaki keşişlerin tamamı hayatını kaybetmiş ve mezarlar tahrip olmuştur (Weidenbaum 1884; Ambraseys, 2009).

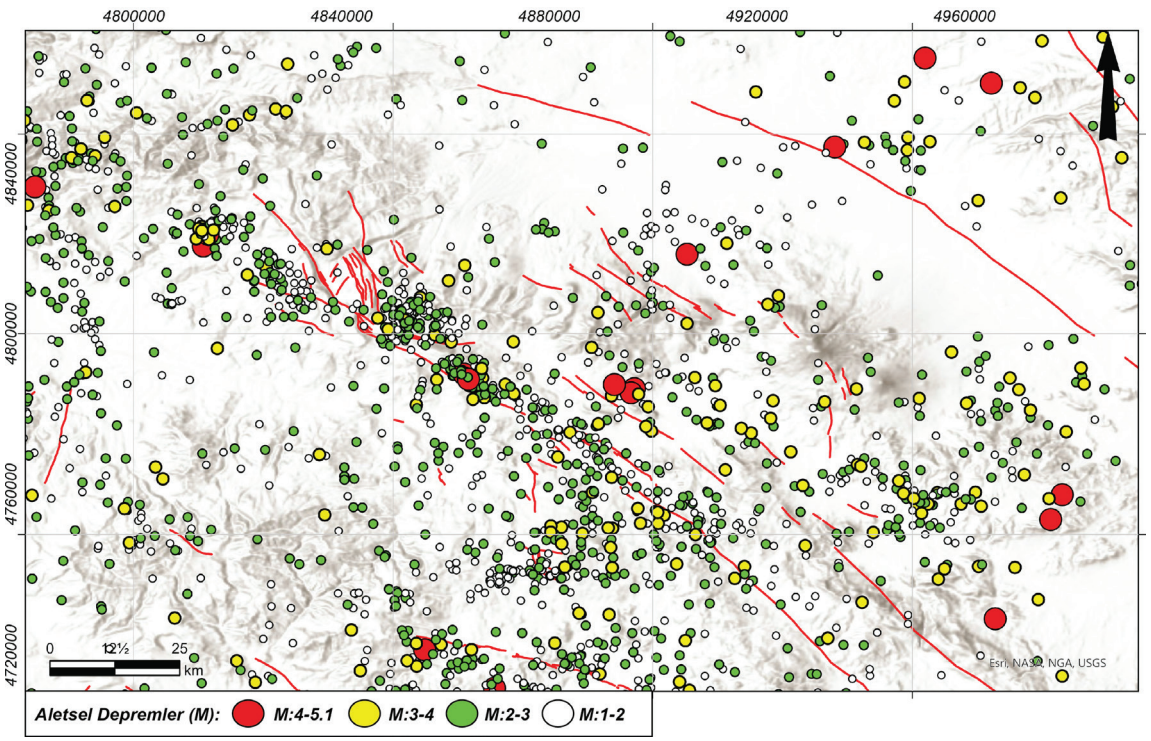


Şekil 1. Çalışma alanı ve yakın civarında yer alan aktif faylar ve tarihsel depremler (Step'anian 1964, Ibn al-Athir, 1982, Kondorskaya ve Shebalin, 1982, Al-Suyuti, 1974, 1984, Guidoboni vd., 1994, Guidoboni ve Traina, 1995, Ambraseys, 2009; Kısaltmalar: BGFZ: Balık Gölü Fay Zonu, ÇF: Çaldıran Fayı, DF: Doğubayazıt Fayı, EF: Erciş Fayı, GF: Garni Fayı, IF: Iğdır Fay Zonu, MF: Maku Fayı.).

Figure 1. *Active faults and historical earthquakes in and around the study area. (Step'anian, 1964; Ibn al-Athir, 1982; Kondorskaya & Shebalin, 1982; Al-Suyuti, 1974, 1984; Guidoboni et al., 1994; Guidoboni & Traina, 1995; Ambraseys, 2009; Abbreviations: BGFZ: Balık Gölü Fault Zone, ÇF: Çaldıran Fault, DF: Doğubayazıt Fault, EF: Erciş Fault, GF: Garni Fault, IF: Iğdır Fault Zone, MF: Maku Fault*).

Ararat 1840 depremi sonrasında artçı şoklar yaklaşık bir yıl sürmüştür (Ergin vd., 1967; Byus, 1948; Ambraseys ve Melville, 1982; Ambraseys, 2009). Bu depremin en büyük belirteci tarihsel kaynaklarda Türkiye sınırları içerisinde yer alan Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu tarafındaki Ahura Vadisi'nde meydana gelen yarıktır. Bu olayın deprem tarafından tetiklenip tetiklenmediği ya da bunun tersinin olup olmadığı net olarak ortaya konulamasa da Azzoni vd., (2019) volkanik aktivite varlığının yanlış olduğu çoğu kaynakta belirtilmiştir (Abich, 1847; Abich ve Suess, 1882; Ambraseys, 2009). IFZ'ye yakın bir konumda yer alan 1840 Ararat depremine hangi fayın kaynaklık ettiği ise belirsizdir (Şekil 1).

Iğdır Fay Zonu ve yakın civarında meydana gelen aletsel dönem depremlere bakıldığında; binden fazla depremin olduğu görülmektedir (Şekil 2). Bu depremlerin büyük bir çoğunluğu Balık Gölü Fay Zonu, Doğubayazıt Fayı ve Iğdır Fay Zonu ile parelel olacak şekilde KB-GD gidişlidir. Bölgede büyüklüğü M:4 ve üzeri olan 14 adet deprem meydana gelmiştir. Bu depremler içerisinde bir adet yıkıcı deprem kaydı yer almaktadır. 2004 yılında meydana gelen Md: 5,1 büyüklüğündeki bu deprem Iğdır ili ve Doğubayazıt ilçesi arasındadır. Bindirme bileşeni bulunan sağ yanal doğrultu atım karakteri sergileyen bir faya ait olan bu depremde Yığınçal köyü başta olmak üzere Kucak, Sağlısuyu, Kutlubulak, Subeşiği, Bozkurt, Sazoba ve Göktepe köylerinde can ve mal kaybına yol açmıştır (Tapan vd.,2005; EMSC, 2025; AFAD-DDB, 2025). 2020 yılında ise Iğdır Fay Zonu'nın yaklaşık 4,5 km kuzeybatısında Ml:4,4 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiş herhangi bir can kaybı yaşanmamıştır. Çalışma alanı ve yakın civarında tarihsel dönem depremlerin aksine aletsel dönem içerisinde afet boyutuna ulaşacak herhangi bir katastrofik deprem yaşanmamıştır.



Şekil 2. Çalışma alanı ve yakın civarının aletsel deprem haritası (AFAD-DDB, 2025; EMSC, 2025).

Figure 2. *Instrumental earthquake map of the study area and its surroundings (AFAD-DDB, 2025; EMSC, 2025)*

IĞDIR FAY ZONU

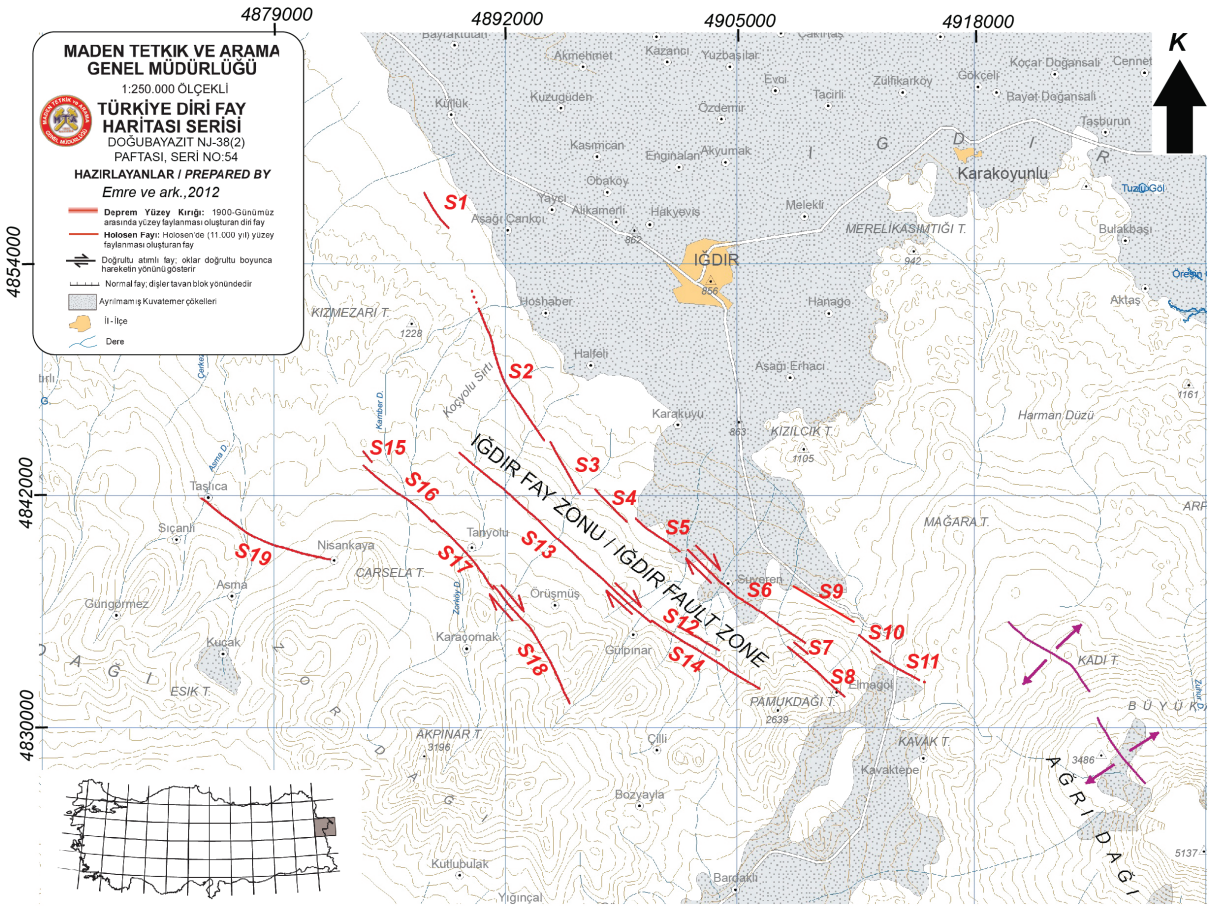
Ağrı Dağı'nın 10 km kuzeybatısında ve Iğdır İl merkezinin 5 km güneybatısında yer alan Iğdır Fay Zonu, 20 km genişliğinde bir deformasyon alanına sahip ve yaklaşık olarak K20-60°B doğrultusunda uzanan sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır (Şaroğlu, 1985; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). (Şekil 3). Fay beş kol halinde birbirine parelel uzanacak şekilde toplamda 19 alt geometrik segmentten oluşmaktadır (Şekil 3). Iğdır Fay Zonu (IFZ) Şaroğlu (1985) ve Şaroğlu vd (1987) tarafından tanımlanmış olup; Emre vd., (2012) tarafından Türkiye Diri Fay Haritası'na (TDFH) eklenmiştir. Iğdır Fay Zonu ile ilgili yapılan çalışmalar kısıtlı olmakla birlikte Şaroğlu vd. (1987) yaptıkları çalışmada bu fayın açılma bileşeni bulunan sağ yanal bir fay olduğunu belirtmişlerdir. Fay Zonu Öztürk (2023) tarafından doğudan batıya doğru; Elmagöl, Kızıltepe, Gülpınar, Bendemurat ve Nişankaya segmentleri olmak üzere beş alt segmente ayrılmıştır. Bu çalışmada IFZ'nin topoğrafya üzerindeki etkilerini, neotektonik süreçleri ve tektonik aktiviteyi değerlendirmek için morfometrik indisler uygulanmış olup, ayrıca fayın topoğrafya üzerindeki tektonik unsurları belirlenmiştir. Geometrik segmentasyon, fayın yüzey morfolojisini ve yapısal karakteristiklerini temel aldığı için, morfometrik analizlerde doğrudan ilişkili olan parametrelerin belirlenmesini sağlamaktadır (Wallace, 1978; Kim vd., 2003 ve 2004). Morfometrik analiz sırasında kullanılan eğim, drenaj ağı gelişimi, fay sarplıkları ve neotektonik şekiller gibi faktörler, fayın geometrik özellikleriyle doğrudan bağlantılıdır (Bull ve McFadden, 2020). Dolayısıyla bu çalışmada fayın yüzey geometrisine bağlı olarak geometrik segmentler dikkate alınmış ve IFZ 19 geometrik segment (S1-S19) altında incelenmiştir (Şekil 3). Sıçramalı ve büklümlü bir segment yapısı sunan fayın tüm alt segmentleri ile birlikte toplam uzunluğu 70 km'dir.

Iğdır Ovası ve çevresi, geniş bir jeolojik geçmişe sahip olup farklı dönemlere ait kayaç ve formasyonları barındırmaktadır. Bölgenin en yaşlı birimleri Paleozoyik'e ait olup, Büyük ve Küçük Ağrı Dağı volkanik konilerinin altındaki temel Permiyen, Karbonifer ve Devoniyen formasyonlarından oluşmaktadır (Yalçınlar, 1967; Şaroğlu, 1985). Ovanın gelişimi, Alp Orojenezi'nin etkisiyle başlayan tektonik hareketler ve buna bağlı olarak gerçekleşen alçalma-yükselme süreçleriyle şekillenmiştir. Özellikle Mesozoik sonlarında yükselen ofiyolitik temel, Oligosen'e kadar süregelen çökelme süreçleri ile denizel Eosen ve Oligosen tortullarını barındırmıştır (Alim, 1998). Oligosen sonunda kara haline gelen ova, Pliyosen'de yeniden alçalarak sübsidans özelliği kazanmış, bu dönemde biriken tortullar nedeniyle çökmeler belirginleşmiştir (Ardos, 1984). Kuvaterner'de meydana gelen tektonik hareketler ve genç volkanizma faaliyetleri ovanın güneyinde etkili olmuş, aynı dönemde ova tabanında 300 metreyi bulan alüvyon dolguları bugünkü morfolojisini belirlemiştir (Ketin, 1983). Iğdır Ovası, bu süreçler sonucunda hem alüvyal dolgulu çöküntü ovası hem de sübsidans havzası niteliği kazanmıştır. Aras Nehri ise ovanın kapalı bir çanak olmaktan çıkıp açık depresyona dönüşmesinde önemli rol oynamış, böylece bölge Türkiye'nin önemli açık havzalarından biri haline gelmiştir (Tunçdilek, 1985). Iğdır Fay Zonu ve çevresini kapsayan bölgenin jeoloji haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından yayımlanan raporlar (Tuncay ve Sümengen, 2018; Ergen ve Sümengen, 2018), Jeoloji Mühendisliği Bölümü envanterinde bulunan 1/25.000 ölçekli MTA jeoloji haritalarından toplanan veriler kullanılarak oluşturulmuştur.

Iğdır Fay Zonu Aras Dağları üzerinde şekillenen kraterlerin morfolojik gelişimini de kontrol etmektedir. Özellikle Çarsela Krateri ve Bendemurat Krateri en belirgin örnekleridir (Öztürk ve Zorer, 2024). Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının jeolojisine bakıldığında neotektonik volkanizmanın kaynak alanı olarak nitelendirilen Zor Dağı ve Dumanlı Dağı'na ait Holosen-Pliyosen

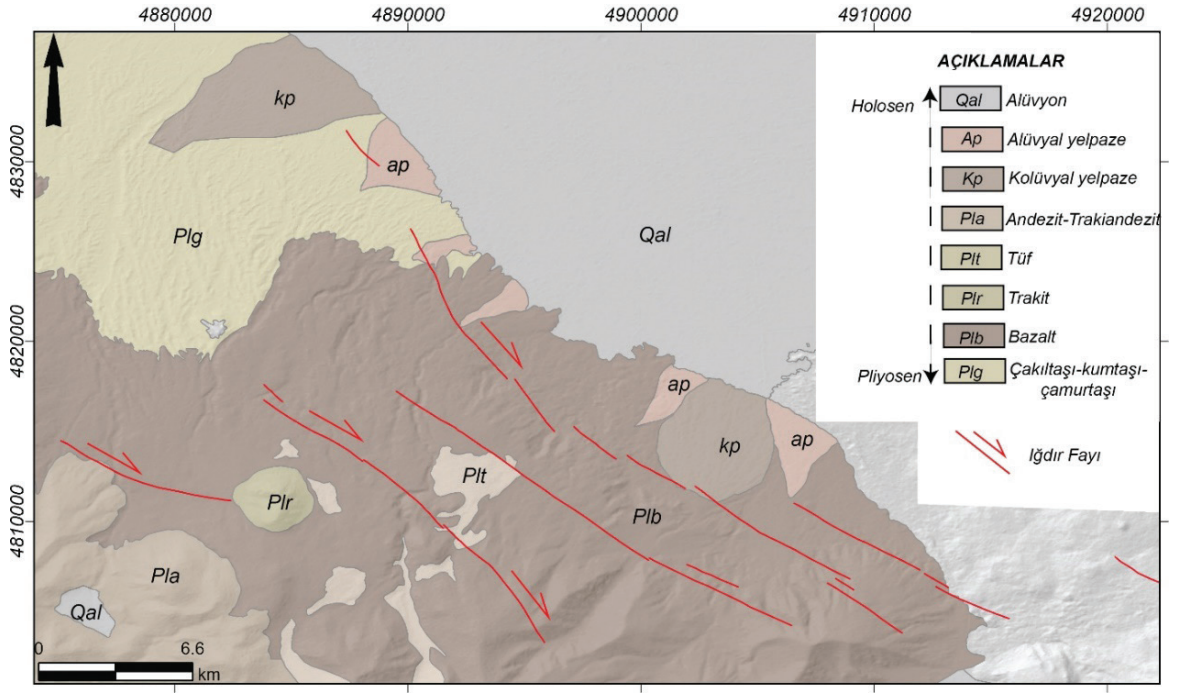
yaş aralığında volkanik ürünler görülmektedir (Şaroğlu, 1985; Gürbüz ve Şaroğlu, 2019) (Şekil 4). Çalışma alanının orta ve güneydoğu kesiminde yaygın olarak bazalt birimi yer alırken, kuzeybatı kesiminde çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı birimi yer almaktadır (Şaroğlu, 1985). Iğdır Fay Zonu'nın güneybatı kesiminde ise andezit-trakiandezit ürünleri bulunmaktadır. Fayın kuzeydoğu kesimi ise alüvyal ve kolüvyal yelpazeleri oluşturmuştur (Ketin, 1983; Ardos, 1984).

Iğdır Fay Zonu üzerinde adlandırılan segmentlerde morfolojik olarak gözlenen tün neotektonik belirteçler haritalanmıştır. Segment üzerinde gözlenen ötelenmiş dereler, başı kesik dereler ve sırt ötelenmeleri ölçülmüştür (Şekil 5 ve 6). Iğdır Fay Zonu'nun denetlediği akaçlama sistemi genellikle fay boyunca doğrultu değiştirme, kırılma veya sıçramalar gösterirken, denetlenen alt havzalarda ise fayın eğim atım bileşeni nedeniyle tiltlenme ve çöküntü alanları gözlenmektedir. Özellikle akaçlama sisteminde gözlenen ani sapma ve basamaklı yapı bunu doğrulamaktadır (Şekil 5 ve 6).



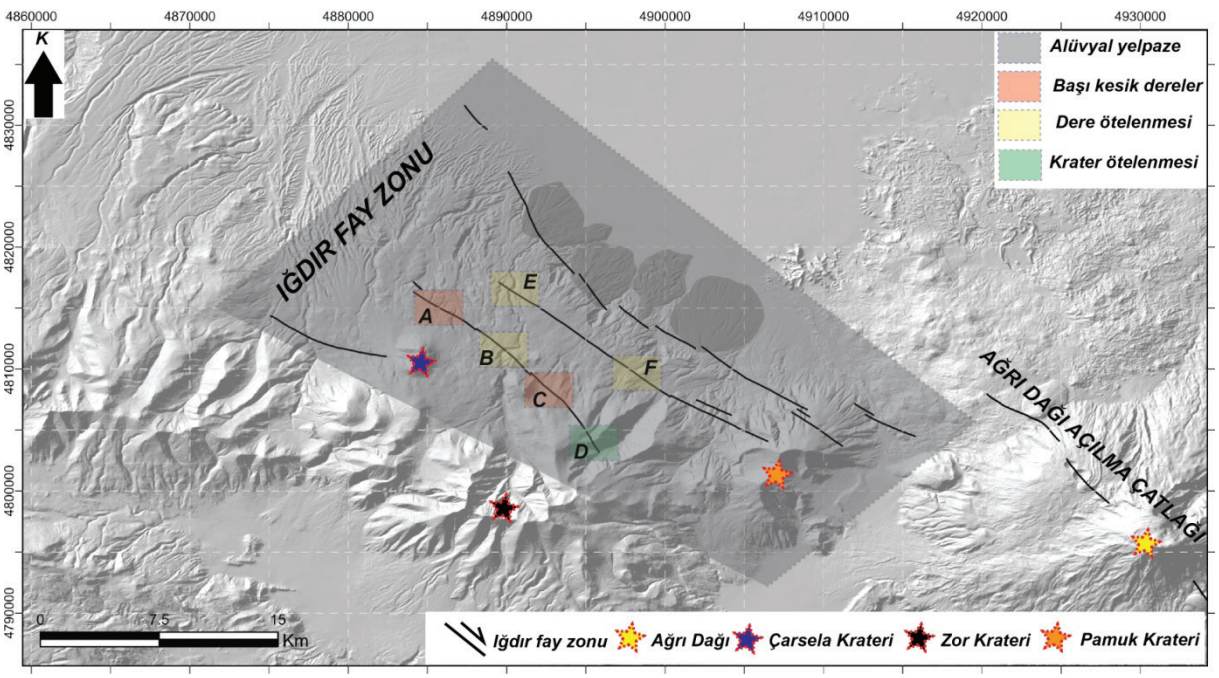
Şekil 3. Iğdır Fay Zonu'nın TDFH üzerindeki görünümü ve adlandırılmış geometrik segmentleri (Emre vd., 2012'den alınmıştır).

***Figure 3**. Tectonic framework of the Iğdır Fault Zone (IFZ) and its designated geometric segments on the Active Fault Map of Turkey (from Emre et al., 2012).*



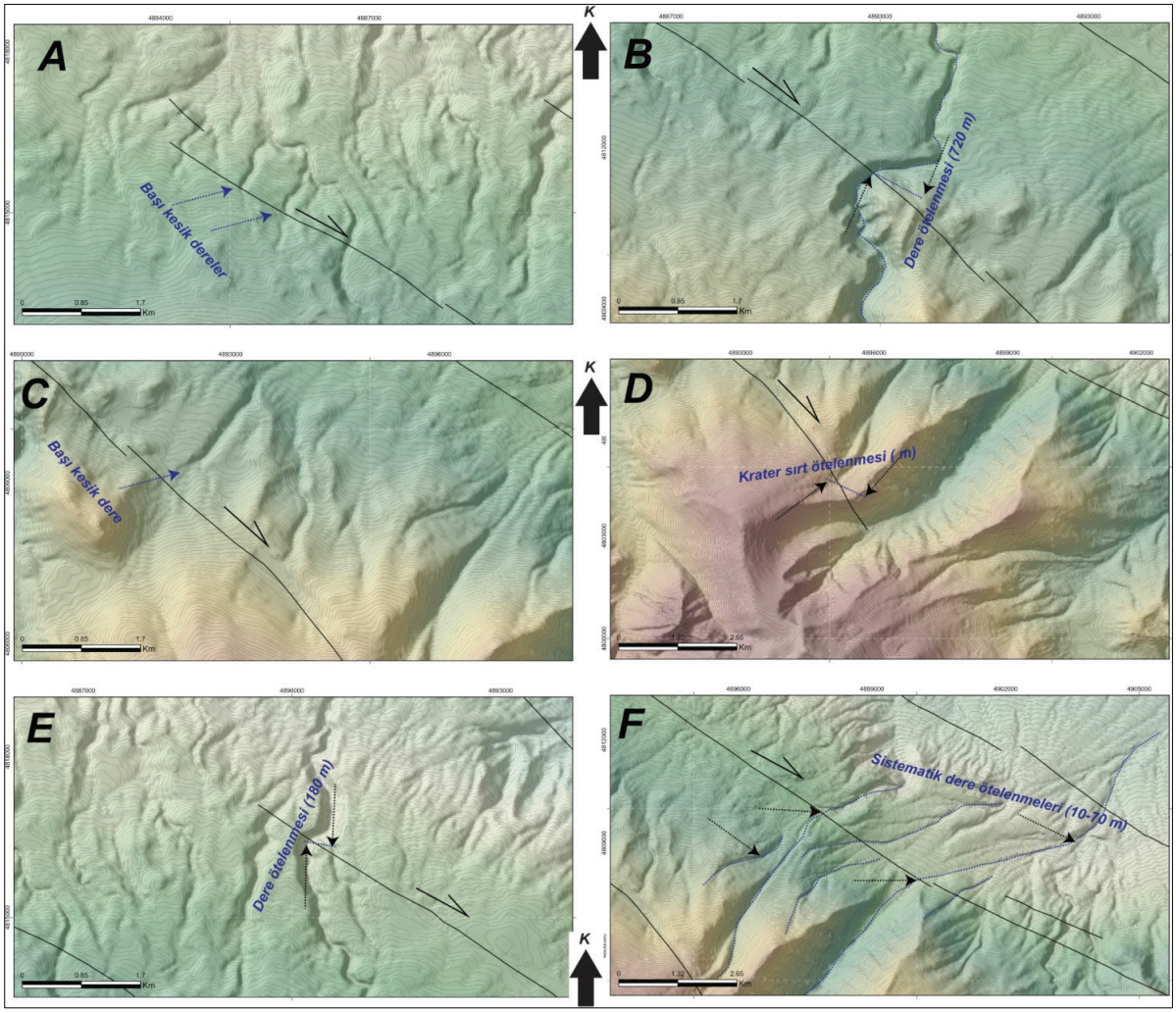
Şekil 4. Çalışma alanı ve yakın civarının jeoloji haritası ((MTA 1/500.000 ve 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarından değiştirilerek hazırlanmıştır) (Tuncay ve Sümengen, 2018; Ergen ve Sümengen, 2018).

Figure 4. *Geological map of the study area and its surroundings (modified from MTA 1:500,000 and 1:100,000 scale geological maps) (Tuncay & Sümengen, 2018; Ergen & Sümengen, 2018).*



Şekil 5. Iğdır Fay Zonu'nun morfotektonik haritası

Figure 5. *Morphotectonic map of the Iğdır Fault Zone.*



Şekil 6. Iğdır Fay Zonu üzerinde gözlenen morfotektonik belirteçler **A, C)** başı kesik dereler, **B, E)** 720 metrelik dere ötelenmesi, **D)** Krater sırt ötelenmesi, **F)** Sistematik ötelenmeler.

Figure 6. *Observed morphotectonic markers on the Iğdır Fault Zone:* ***A, C)*** *Beheaded streams;* ***B, E)*** *720-meter stream offset;* ***D)*** *Crater ridge offset;* ***F)*** *Systematic offsets.*

Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) kuzeydoğu kesimlerinde alüvyal yelpazelerin fay ile dokanağı net bir şekilde gözlenmekteyken fayın güneybatı kesimlerinde yer alan S12-S18 segmentleri arasında kalan kesim üzerinde başı kesik dereler, dere ve sırt ötelenmeleri belirgindir (Şekil 6). Özellikle S17 segmenti üzerinde yaklaşık 720 metrelik dere ötelenmesi mevcuttur (Şekil 6B). Zor Krateri'nin akma hattı boyunca oluşan bir sırt üzerinde ise 450 metrelik bir ötelenme ölçülmüştür (Şekil 6D). IFZ'nin orta kısmında yer alan S13 segmenti üzerinde 10-70 metre aralığında sistematik dere ötelenmeleri mevcuttur (Şekil 6F).

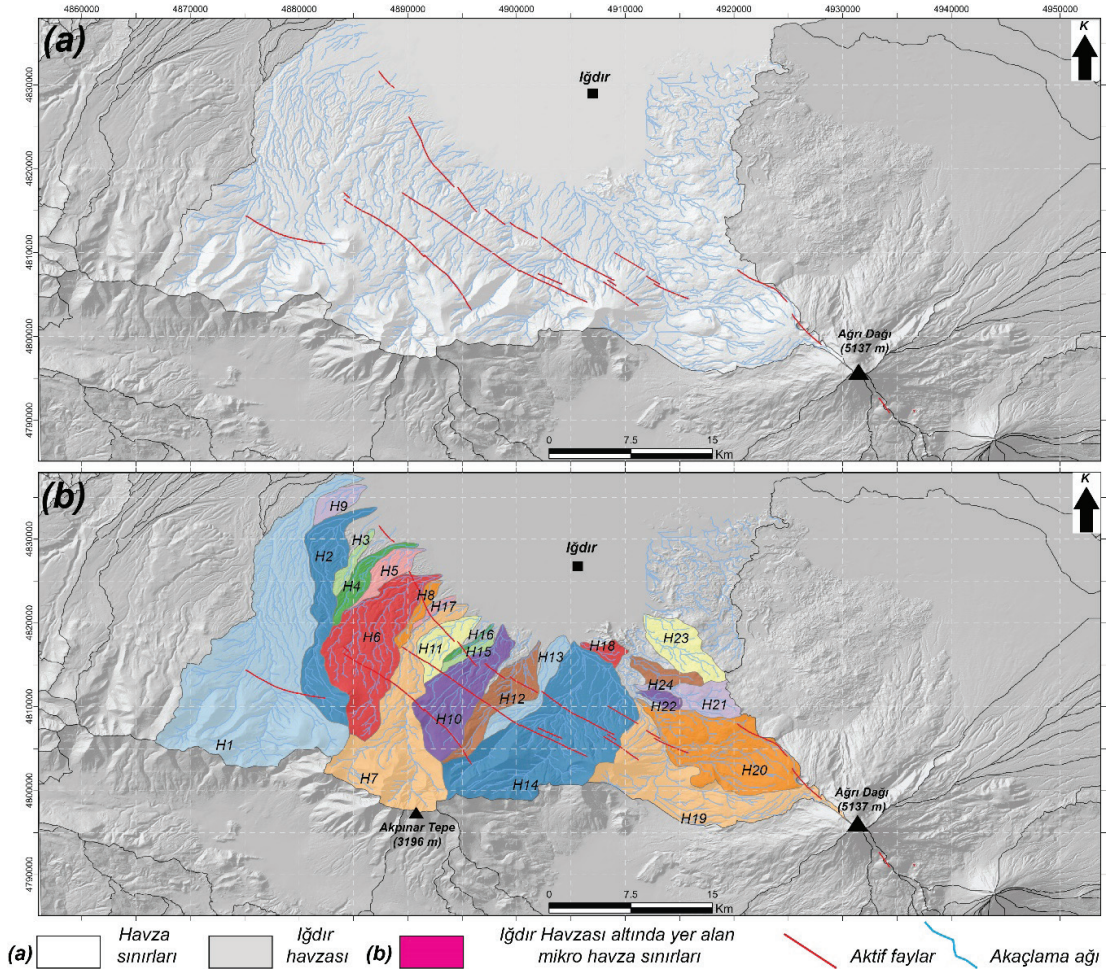
YÖNTEM ve BULGULAR

Aktif fayların incelenmesinde kullanılan morfometrik indekslerin temel amacı, yeryüzü şekli özelliklerini analiz ederek tektonik aktiviteyi niceliksel olarak değerlendirmektir. Bu indeksler,

aktif deformasyon bölgelerini belirlemek, göreceli fay aktivitesini değerlendirmek ve morfolojiyi şekillendiren tektonik süreçleri çıkarmak için kullanılan kanıtlardır (Bull, 1977; Keller,1986; Mayer,1986; Keller ve Pinter, 2002). Morfometrik indeksler, tektonik süreçler, yükselme oranları ve fay aktivitesi hakkında bilgi sağlar ve bu da söz konusu yöntemi büyük ölçekli analizler için verimli kılar (Strahler, 1952; Bull ve McFadden, 1977; Keller vd., 2000; Azor vd., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Gürbüz ve Gürer, 2008; Font vd., 2010; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Yıldırım, 2014; Özsayın, 2016; Sağlam Selçuk ve Düzgün, 2017; Mutlu, 2022; Mutlu vd., 2024). Morfolojik evrim, büyük ölçüde aktif tektonik hareketler ile yüzey süreçleri arasındaki ilişkiye dayanmaktadır (Mayer, 1986). Fay/fay zonları tarafından kontrol edilen yeryüzü şekilleri dikkate değer jeomorfik belirteçler sunar. Morfometrik indisler, farklı fay tiplerinin (normal faylar, bindirme fayları ve doğrultu atımlı faylar) tektonik aktivitelerini ve morfolojik etkilerini değerlendirmede kullanılmaktadır. Bu indisler, fayların çevresindeki topografya ve drenaj sistemlerinin analiz edilmesine olanak tanıyarak, fayların deformasyon özelliklerini nicel olarak ortaya koyar. Genel olarak eğim atımlı faylar üzerinde uygulanan morfometrik indislerin (Vf, AF, YP, HI) doğrultu atımlı faylar üzerindeki kullanımı da oldukça yaygındır. Özellikle küresel ölçekte büyük doğrultu atımlı faylar üzerinde hem de ülkemizin iki ana tektonik unsuru olan Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde bu indisler uygulanmış ve göreceli tektonik aktivite ortaya konulmuştur (Bull ve McFadden, 1977; Gürbüz ve Görer, 2008; Sançar vd., 2011; Sarp ve Düzgün, 2012; Khalifa vd.,2018; Balkaya vd., 2021). Bu indisler içerisinde kullanımı daha az olan Yüzey Pürüzlülüğünün de (YP) doğrultu atımlı fay sistemi üzerindeki uygulamaları bulunmaktadır (Bistacchi vd., 2011; Diercks vd., 2023). Bu çalışmada kullanılan YP değeri Iğdır Fay Zonu'nun normal bileşen özelliklerini de ortaya koymaktadır.

Özellikle Doğu Anadolu Kısalma Bloğu gibi tektonik açıdan aktif olan orojenik bölgede belirgin yüzey şekilleri dağ ceplerinde oldukça belirgindir. Bu çalışmada Aras Nehri'ni güneyde sınırlayan Aras Dağlarının bir parçası olan Zor Dağı'nın kuzeydoğu cephesinde birbirine parelel 5 kol halinde bulunan sağ yanal doğrultu atımlı ve açılma bileşeni de (normal fay) bulunan Iğdır Fay Zonu üzerinde morfometrik analiz gerçekleştirilmiştir.

Iğdır Fay Zonu'nın morfolojik özelliklerini incelemek ve morfometrik analizlerini gerçekleştirmek amacıyla, çalışma alanı için eş yükselti eğrileri (izohips) ile 10 metre çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli (SYM) ArcMap yazılımı kullanılarak oluşturulmuştur. Bu model temel alınarak, bölgenin drenaj havzaları ve akarsu ağı detaylı bir şekilde haritalanmıştır. Analizlerin gerçekleştirildiği havza Iğdır Fay Zonu denetimi altındadır. (Şekil 7). Bölge genelinde en alçak depresyon alanlarından biri olan Iğdır Havzası içerisinde konumlanan Iğdır Ovası yaklaşık 840 metre yükseltiye sahiptir. Küçük Kafkas Tektonik Bloğu'nun orta kısmında yer alan Iğdır Ovası iki ana morfolojik ünite arasında kalmaktadır. Ovanın güneyinde tektono-volkanik bir yükselime karşılık gelen (Keskin, 2007; Şengör ve Kidd 1979) Aras Dağları olarak nitelendirilen (Durak, Dumanlı, Mamzi ve Zor Dağları) yüksek dağlık kütle yer alırken Iğdır Havzası ve ovasını kuzeyde sınırlayan ünite ise Aras Nehri'dir. Iğdır Fay Zonu denemtiminde yer alan Iğdır Havzası 24 adet mikro havzaya ayrılmış ve morfometrik indisler bu mikro havzalar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 7).Sayısal yükseklik modeli, drenaj havzaları ve akarsu ağlarına bağlı olarak çalışma alanında Yüzey Pürüzlülüğü (SR), Hipsometrik Integral (HI), Havza Asimetri Faktörü (AF), Dağ Önü Kıvrımlılığı (Smf) ve Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı indisleri ArcMap yazılımı ve GRASS GIS 6.0.x program ile çalışan farklı araçlar ile analiz edilmiştir.



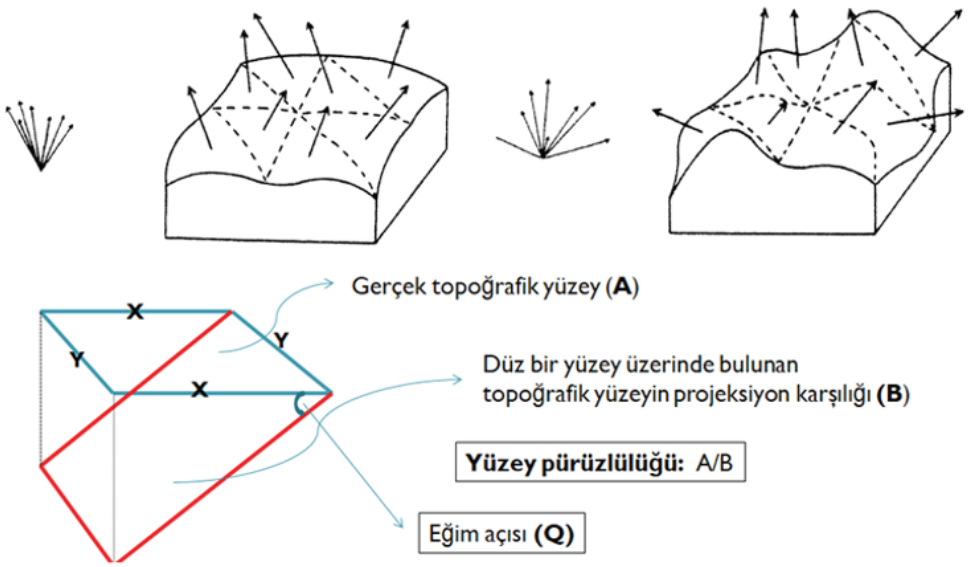
Şekil 7. Çalışma alanı içerisinde analize dahil edilen akarsu ve mikro havzalar.
Figure 7. *Rivers and basins included in the analysis within the study area.*

Yüzey Pürüzlülüğü

Yüzey pürüzlülüğü (YP), bir yüzeyin tamamen düz olmaktan ne kadar saptığını ölçer. Bu ölçütte, düzlemsel yüzeyler 1'e yakın değerlerle ifade edilirken, düzensiz yüzeyler ise daha yüksek değerlerle ayırt edilir. Büyük ölçüde topoğrafik kesik, açılma ve yarılmaya duyarlı olan yüzey pürüzlülüğü, akarsuların aşındırma derecesinin artmasıyla birlikte yükselir (Pike ve Wilson, 1971; Hobson, 1972; Day, 1979; Andreani vd., 2014; Grohmann, 2004a ve b; Andreani ve Gloaguen, 2016; Zebari vd., 2019). Aktif faylar tarafından kontrol edilen topoğrafya bu indis ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Zebari vd., 2019). Yüzey pürüzlülüğü, aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır (Hobson, 1972; Grohmann, 2004a ve b):

$$YP = \frac{TS}{FS}$$

Burada, TS gerçek topoğrafik yüzeyin alanını (m²), FS ise bu yüzeyin düzlemsel bir yüzeye izdüşümünün alanını (m²) ifade eder (Şekil 8). Yüzey pürüzlülüğü değeri 10*10 m çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli üzerinde GRASS GIS 6.0.x program kullanılarak hesaplanmıştır (Grohmann, 2004a ve b; GRASS Development Team, 2009; Grohmann ve Riccomini, 2009).

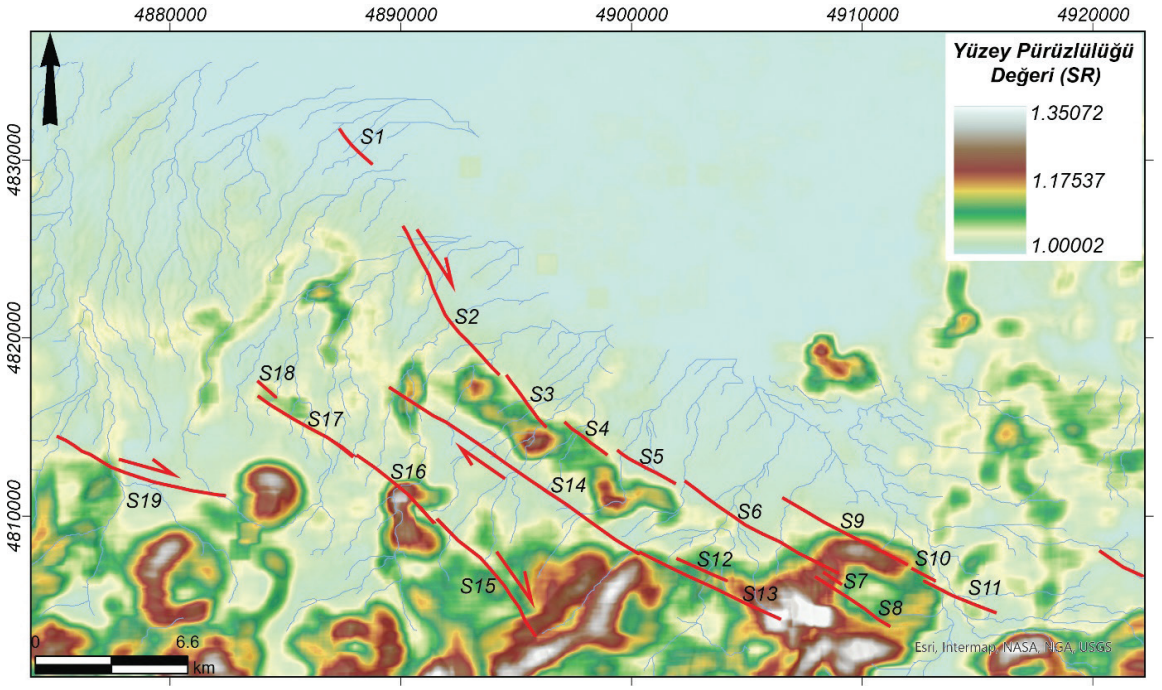


Şekil 8. Yüzey Pürüzlülüğü formülünü ifade eden şematik kesit (Grohman vd., 2011'den değiştirilerek alınmıştır).
Figure 8. *Schematic cross-section representing the Surface Roughness formula (modified from Grohman et al., 2011).*

Bu çalışmada Iğdır Fay Zonu'nın tüm segmentleri üzerinde Yüzey Pürüzlülüğü değerleri hesaplanarak YP haritası oluşturulmuştur (Şekil 9 ve 10). Bu değerler 1,00002 ila 1,35072 arasında değişmektedir. Iğdır Fay Zonu'nın kuzey ve kuzeybatı segmentleri düşük YP değeri verirken fayın güney ve güneydoğu segmentleri oldukça yüksek değerler sunmaktadır. Özellikle orta segment ve kuzeybatı segmenti arasında kalan alanda YP değerleri belirgindir. Elde edilen en yüksek YP değerleri Iğdır Fay Zonunın güneydoğusunda yer alan Pamukdağı, Elmagöl, Kavaktepe, Gülpınar ve Çilli köyleri civarındadır (S12-S13-S6-S7-S8-S9-S10 segmentleri) (Şekil 9). Bu segmentler arasında 1,3'e yakın değerler sunan YP'nin fay izi boyunca sağa doğru devam ettiği de oldukça belirgindir. Özellikle bu alanda akarsu aşındırma gücünün zayıf olması fayın topoğrafya üzerindeki etkisini net bir şekilde göstermektedir (Şekil 9) YP değerlerine göre Iğdır Fay Zonu'nın güneydoğu segmentleri göreceli olarak diğer segmentlere nazaran deformasyonu daha fazla biriktirmiştir (Şekil 9 ve 10). YP indisi ayrıca S16 ile S14 segmentleri arasında yaklaşık 8 km uzunluğunda ani bir düşüş göstererek 1'e yakın değerler sunmaktadır. İki segment üzerinde pürüzlü yüzey sergileyen topoğrafyanın bu iki segment arasında bir alçalma göstermesi ve düz bir yüzey haline gelmesi Iğdır Fay Zonu'nun normal bileşen karakteri sergilediğini doğrulamaktadır. Segmentler arasında gözlenen bu değişim aynı zamanda fay zonunun gevşeyen büklüm yapısını kazandığını da nicel olarak doğrulamaktadır.

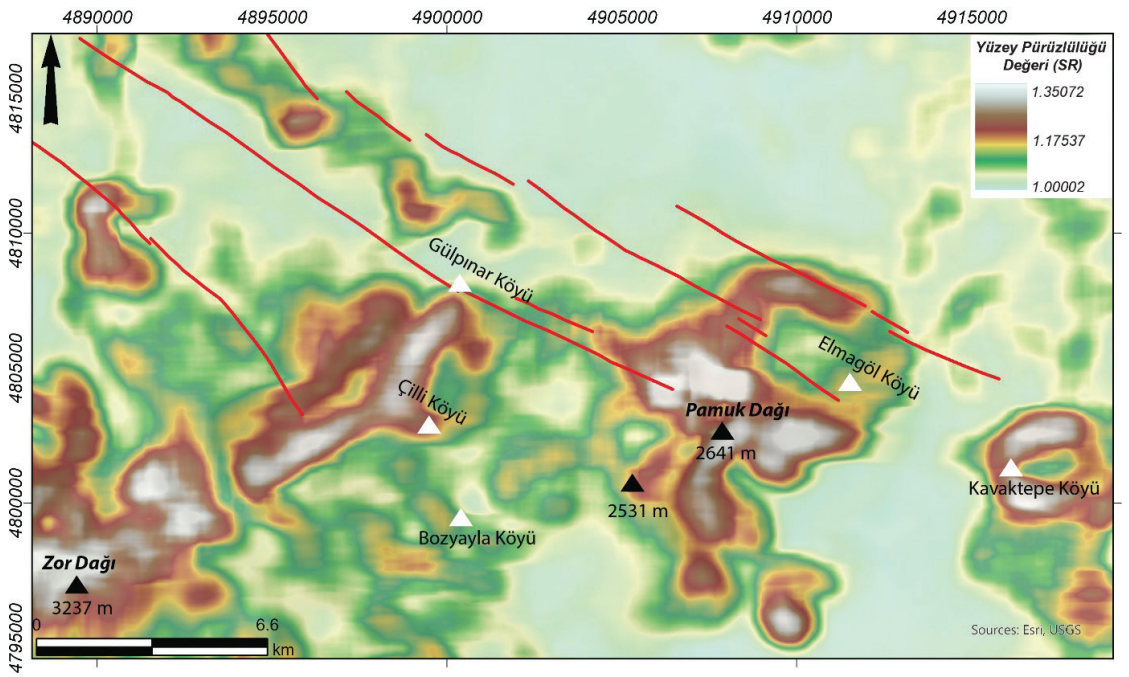
Hipsometrik Integral

Farklı yüksekliklerdeki alan dağılımını ifade eden Hipsometri, Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral kullanılarak belirlenir (Strahler, 1952; Schumm, 1956). Hipsometrik Eğri belirli bir yüksekliğin altında kalan alanın göreceli oranını temsil ederken, Hipsometrik İntegral Hipsometrik Eğrinin altındaki altındaki alana karşılık gelir ve iç bükey, dışbükey ve S şekilli eğri olarak tanımlanır (Pike ve Wilson, 1971; Keller ve Pinter, 2002). HI şu denklemle hasaplanabilmektedir (Perez-Pena vd., 2009a ve b).



Şekil 9. Iğdır Fay Zonu ve yakın çevresinin YP haritası.

Figure 9. *Surface Roughness (SR) map of the Iğdır Fault and its surroundings.*



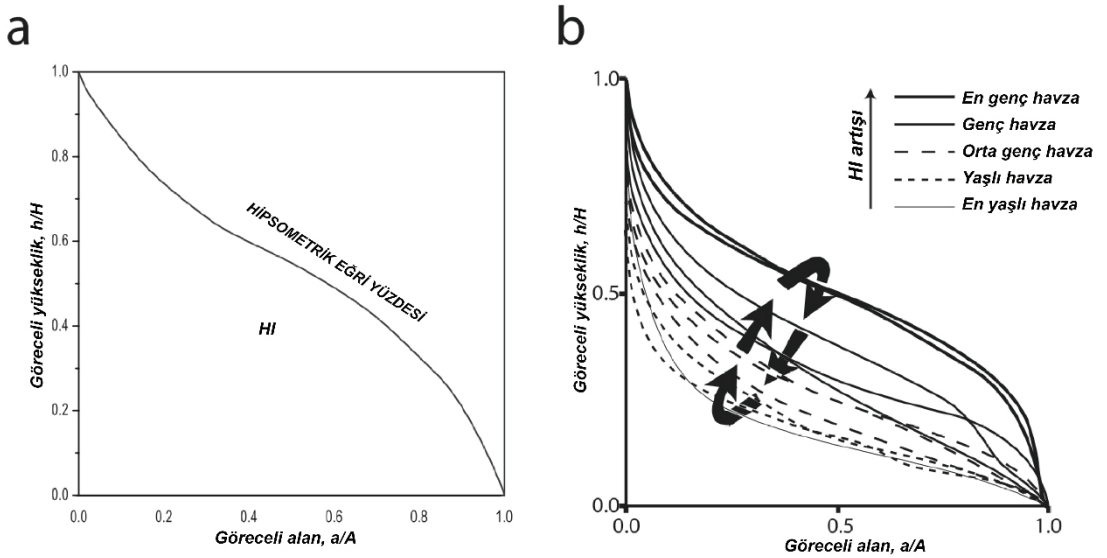
Şekil 10. Çalışma alanında elde edilen en yüksek YP değerleri.

Figure 10. *Highest Surface Roughness (SR) values obtained in the study area.*

$$HI = \frac{Ortalama\ Yükseklik - Minimun\ Yükseklik}{Maksimum\ Yükseklik - Minimum\ Yükseklik}$$

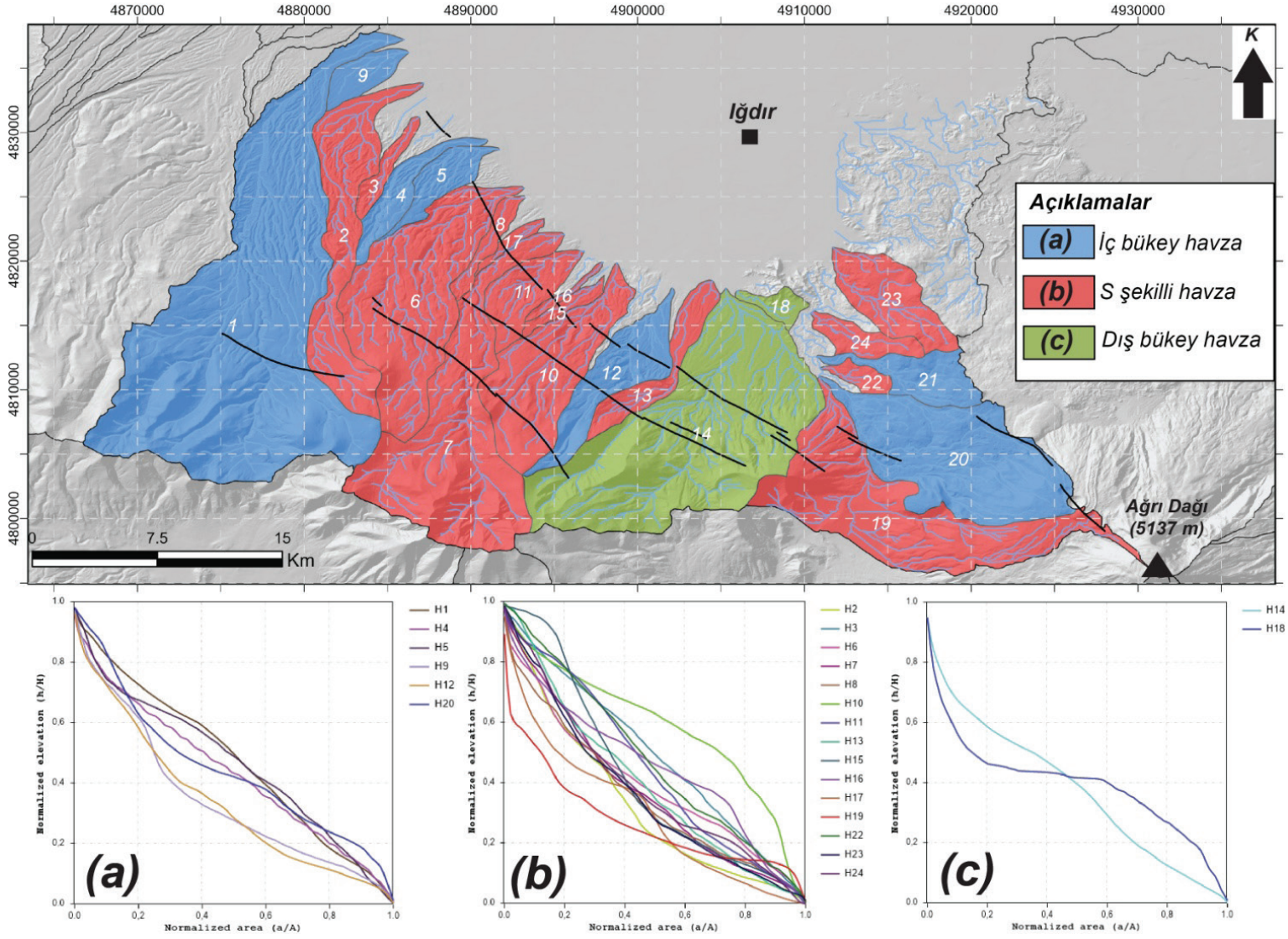
Topoğrafyayı karakterize etmede güçlü bir araç olarak kullanılan HI ve HE (Şekil 10) topoğrafyanın jeomorfik evrim aşamalarını ortaya koyar (Strahler, 1952). İçbükey Hipsometrik Eğriler genç bir havzayı, S şekilli eğriler olgun bir havzayı ve dışbükey eğriler ise peneplen aşaması ile ilişkilendirilen havzaları temsil etmektedir (Şekil 11a ve b). Yükselme hızıyla pozitif bir korelasyon gösteren HI ise üçe ayrılmaktadır: (HI>0,5): Genç havza, (HI<0,3): Yaşlı havza, 0,3<HI<0,5: Havzanın oluşumunu tamamladığını göstermektedir. Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan alt havzaların HI ve HE ArcGIS yazılımı destekli çalışan CalHypso programı (Pérez-Peña vd., 2009a ve b) ile hesaplanmıştır.

Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan toplam 24 adet havza üzerinde hipsometrik eğri ve hipsometrik integral değeri hesaplanmıştır (Şekil 12). Iğdır Fay Zonu'nın denetlediği alt havzaların Hipsometrik eğrilerine bakıldığında; 7 adet havzanın iç bükey ve HI değerlerinin 0.5'ten büyük olduğu görülmektedir. Bu alt havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın kuzeybatı ve güneydoğu segmentleri tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 12). 15 adet havzanın S şekilli olduğu ve bu havzaların ise Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu segmentleri üzerinde görülmekteyken, iki adet dış bükey havzanın ise orta kesimde olduğu görülmektedir (Şekil 13). Fay genelinde en yüksek HI değerleri ve iç bükey ve S şekilli eğriler S13-S21-S12-S16-S7-S26-S27-S24 ve S21 havzaları üzerindedir. HI değerlerine genel olarak bakıldığında heterojen bir dağılım sunduğu görülmektedir (Çizelge 1). Göreceli olarak bir değerlendirme yapıldığında Iğdır Fay Zonu'nın güneydoğu ve kuzeybatı segmentleri tarafından kontrol edilen alt havzaların daha genç olduğu söylenebilir.



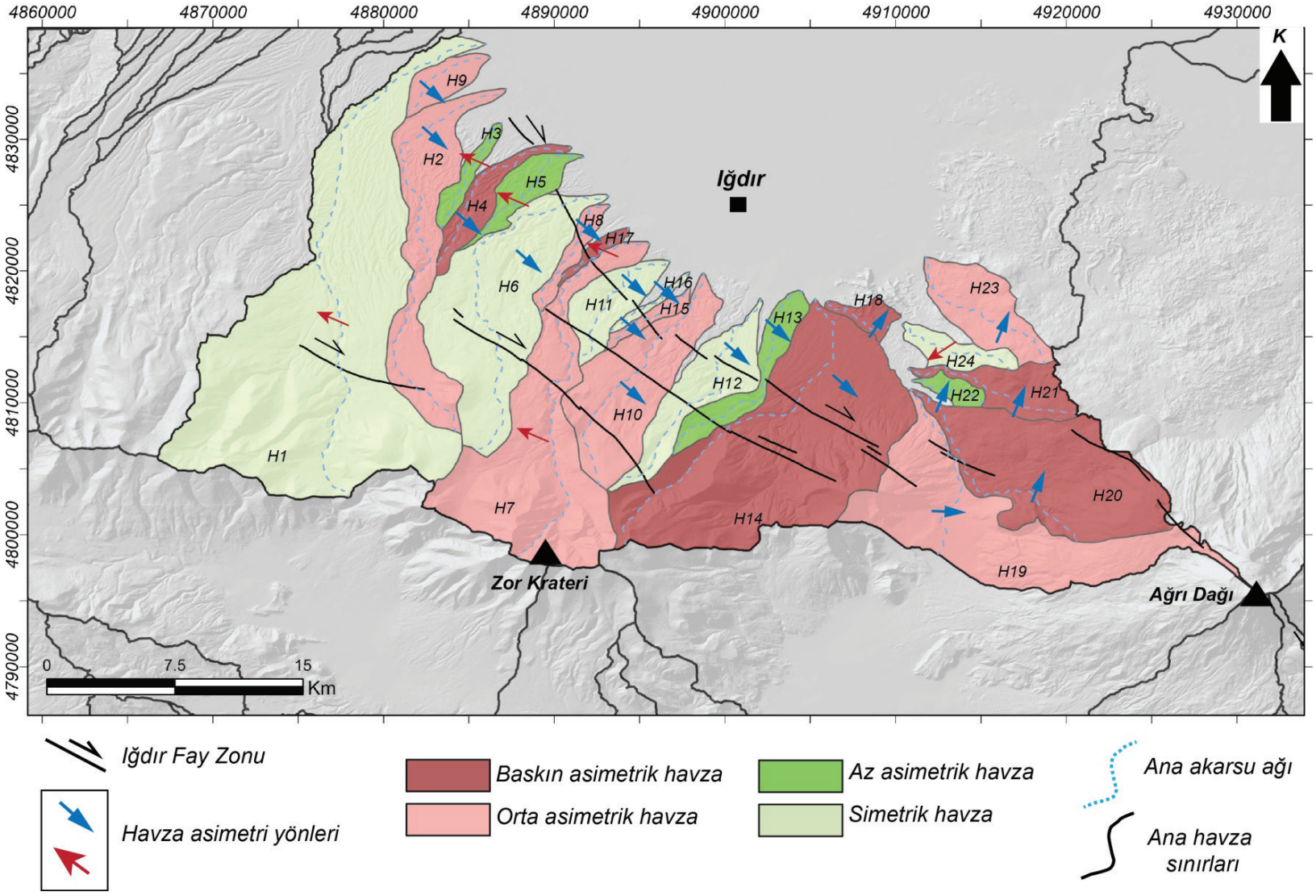
Şekil 11. a) Hipsometrik Eğri (Strahler, 1952), **b)** Hipsometrik Eğri değişimleri grafiği (Ohmori, 1993; Perez-Pena vd., 2009).

Figure 11. a) *Hypsometric Curve (Strahler, 1952),* ***b)*** *Graph of Hypsometric Curve variations (Ohmori, 1993; Perez-Peña et al., 2009).*



Şekil 12. Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri ve integral değerleri

Figure 12. *Hypsometric curves and integral values of sub-basins located along the Iğdır Fault.*



Şekil 13. Iğdır Fay Zonunun denetlediği alt-havzalara ait drenaj havzası asimetrisi.

Figure 13. *Drainage basin asymmetry of sub-basins located along the Iğdır Fault.*

Havza Asimetri Faktörü (AF)

Havzanın yapısal ve morfolojik özelliklerini anlamak için kullanışlı bir indis olan Havza Asimetri Faktörü (AF) tektonik kaynaklı eğilimleri belirlemek için kullanılan en basit yöntemlerden biridir (Pérez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). Bölgesel tektonik deformasyon veya lokal deformasyon süreçlerinden etkilenen havzalar, belirgin desenler, yönelimler ve geometrik özellikler sergiler. Bu belirteçler ile tektonik etkiye bağlı olarak ortaya çıkan eğimlenme belirlenmektedir. AF değerleri, ArcGIS 10.1'deki Raster Hesaplayıcı (Raster Calculator) aracı kullanılarak hesaplanmıştır. AF şu denklemle hasaplanabilmektedir: (Pérez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002).

$$AF = 100\frac{(Ar)}{(At)}$$

Burada (Ar) alt drenaj havzasının sağ tarafında kalan alan iken (At) ise alt drenaj havzasının toplam alanı olarak ifade edilmektedir. Drenaj havzası üzerinde tektonizma kökenli bir deformasyon veya tiltlenme var ise AF değeri "AF>50<AF" arasında olacaktır (Cox, 1994). Bu sınıflandırmanın dışında bazı araştırmacılar AF indisinin mutlak fonksiyonunun da sınıflandırmaya dahil edileceğini ifade etmişlerdir (Perez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012). Bu sınıflamada AF değeri dört alt sınıfa ayrılmaktadır. (i) AF>15: baskın asimetrik, (ii) 10<AF<15: orta asimetrik, (iii) (5<AF<10: az asimetrik, (v) AF<5: simetrik havza olarak sınıflandırılmaktadır. AF değeri 24 alt havza üzerinde hesaplanmıştır (Çizelge 1). Havza asimetri indis analizinde çalışma alanında 6 adet alt havzanın baskın asimetrik havza, 8 adet alt havzanın ise orta asimetrik havza olduğu görülmektedir (Şekil 13). Baskın ve orta asimetrik havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu kesiminde bulunan segmentler üzerinde yer almaktadır. Havza asimetri faktörü litoloji faktörüne bağlı olarak da değişmektedir. Dolayısı ile Iğdır Fay Zonu'nın baskın ve orta asimetrik havzaları çakıltaşı-kumtaşı ve çamurtaşı biriminden oluşmakta iken az simetrik havzalar genel olarak bazalt biriminden oluşmaktadır. Bu durum tektonizma ile birlikte litoloji kaynaklı da olabilmektedir. Özellikle Iğdır Fay Zonu'nun güneydoğusunda yer alan baskın ve orta asimetrik havzaların litolojisi bazalttan oluşmaktadır. Göreceli olarak çalışma alanındaki formasyonlara nazaran en dayanıklı birimi oluşturan bazalt temelli havzalarda elde edilen AF değerleri çalışma alanının güneydoğusunun daha fazla deformasyon biriktirdiğini göstermektedir (S8, S24, S25, S28, S32 havzaları) Çalışma alanında geriye kalan 10 alt havza ise az simetrik ve simetrik havza niteliği taşımaktadır. Bu havzalar heterojen bir dağılım sergilemekle birlikte coğunluğu Iğdır Fay Zonu'nın kuzeybatı kesiminde yer almaktadır. (Şekil 13). Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan 24 adet alt havzanın asimetri yönleri güneydoğu yönündedir. Havzalar üzerinde gerçekleşen deformasyon ve eğimlenme sağ yanal doğrultu atımlı karakterin baskın olduğunu göstermektedir. Sağ yanal asimetri yönleri Iğdır Fay Zonu'nun orta kısmında yer alan segmentleri üzerinde hâkim olarak görülmekteyken Aras Dağları'nın en güneyini temsil eden Pamuk Krateri ile Ağrı Dağı arasında kalan mikro havzaların asimetri yönleri kuzey ve kuzeydoğuya doğrudur. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan doğu kısımdaki baskın ve orta asimetrik özellik gösteren bu havzaların asimetri yönündeki farklılığı mikro havzaların bölgedeki açılma rejimi altında olduğunu göstermektedir. Ağrı Dağı açılma çatlağının yol açtığı bu yönelme topoğrafyadaki ani düşüş ile de karakterize olup Iğdır İli ile Doğubayazıt arasında bir koridor oluşturmuştur.

Dağ Önü Kıvrımlılığı (Smf)

Bir dağ önü kuşağındaki morfotektonik aktiviteyi anlamak için kullanılan bir parametre olan

Smf indisi; dağ önü çizgisinin düzlüğünü veya kıvrımlılığını ölçerek, tektonik aktivite düzeyi hakkında bilgi vererek aktif fayların etkisiyle oluşan dağ önü kuşaklarının jeomorfolojik değerlendirilmesinde kullanılmaktadır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002). Smf şu denklemle hesaplanabilmektedir.

Çizelge 1. Çalışma alanında alt havzalara uygulanan HI ve AF indis değerleri.

Table 1. *HI and AF index values applied to sub-basins in the study area.*

Havza adı	HI	AR	AT	AF
Havza_1	0,501	75,12207	158,086	47,51974
Havza_2	0,330	23,39594	37,40802	62,54257
Havza_3	0,440	1,964038	4,582665	42,85799
Havza_4	0,512	6,652047	9,476481	70,19533
Havza_5	0,509	3,911483	8,724356	44,83407
Havza_6	0,347	29,32953	57,42767	51,07213
Havza_7	0,397	25,33798	66,17368	38,29012
Havza_8	0,375	3,132032	4,985617	62,82135
Havza_9	0,588	4,340085	6,870606	63,16887
Havza_10	0,453	22,56267	36,19853	62,33035
Havza_11	0,419	6,511904	12,95017	50,28431
Havza_12	0,500	10,29788	20,44208	50,37588
Havza_13	0,340	6,993484	12,24976	57,09076
Havza_14	0,298	82,64589	101,7834	81,19781
Havza_15	0,379	1,982612	3,212086	61,72352
Havza_16	0,357	0,929401	1,696513	54,78305
Havza_17	0,399	0,751643	2,225466	33,77465
Havza_18	0,271	2,743817	3,847646	71,31158
Havza_19	0,449	36,70887	60,70901	60,46692
Havza_20	0,582	48,43149	54,8915	88,23132
Havza_21	0,511	8,952825	12,84543	69,69659
Havza_22	0,364	2,038212	3,518588	57,92699
Havza_23	0,392	11,10455	18,47352	60,11065
Havza_24	0,395	3,36998	7,285068	46,25873

$$Smf = \frac{(Lm)}{(Ls)}$$

Burada:

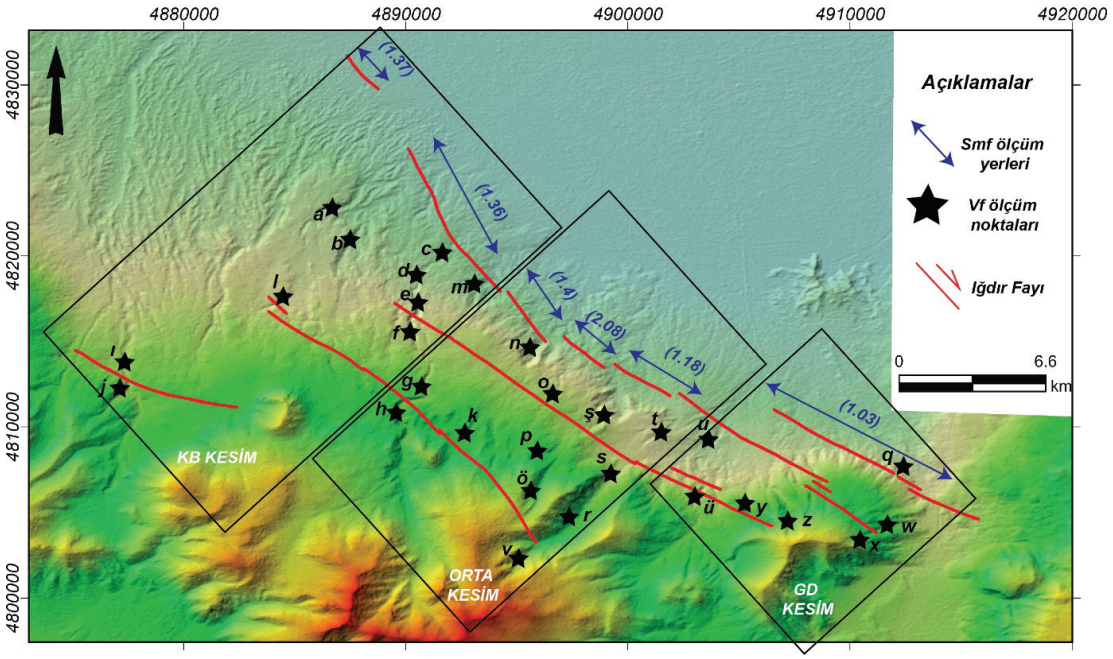
- L_m: Dağ önü kuşağının gerçek uzunluğu (eğrisel veya kıvrımlı uzunluk),
- L_s: Dağ önü kuşağının düz uzunluğu (dağın tabanını temsil eden çizginin iki uç noktası arasındaki doğrusal mesafe) olarak ifade edilmektedir.

Smf değerinin 1 olması durumunda; dağ önü kuşağı tamamen düzdür, bu da genellikle yüksek tektonik aktivitenin bir göstergesidir. Smf değerinin 1'den büyük olması durumu ise dağ önü kuşağını eğrisel hale getirir, bu durum ise tektonik aktivitenin azalması veya erozyon süreçlerinin baskın hale gelmesiyle ilişkilendirilmektedir (Rockwell vd., 1985), Keller ve Pinter, 2002; Silva vd., 2003; Bull, 2007; Pérez-Peña vd., 2010). Iğdır Fay Zonu için dağ önü kuşağı sadece kuzeydoğu segmentlerde ölçüme dahil edilebildiği için (topografyada dağlık bölgeden düzlüğe geciş alanları kısıtlı olduğu için) Fayın Iğdır Ovası ile kesiştiği segmentleri için hesaplanabilmiştir (Çizelge 2 ve Şekil 14). IFZ boyunca hesaplanan Smf değerleri 1,03 ila 2,08 arasında değişim göstermektedir. Fayin KB kesiminde elde edilen Smf değerlerinin ortalaması 1,365'tir. Orta kesimden 3 farklı ölçüm yapılmış ve elde edilen ortalama değer 1,55'tir. GD kesimde ise 1,03 Smf değeri elde edilmiştir. Smf değerlerine göre fayın güneydoğu kesiminin göreceli olarak tektonik etkiyi daha fazla yansıttığı görülmektedir.

Çizelge 2. Çalışma alanında hesaplanan Smf indis değerleri.

Table 2. *Smf index values calculated in the study area.*

Lokasyon	Lm	Ls	Smf
KB kesim	2,659676	1,93	1,37807
KB kesim	9,250615	6,8	1,360385
Orta kesim	3,101947	2,2	1,409976
Orta kesim	5,604066	2,69	2,083296
Orta kesim	4,575161	3,85	1,188353
GD kesim	8,605325	8,3	1,036786



Şekil 14. Iğdır Fay Zonu üzerinde ölçülen Smf ve Vf ölçüm lokasyonları

Figure 14. *Smf and Vf measurement locations along the Iğdır Fault.*

Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı (Vf)

Vadi morfolojisi, fay hareketleri veya yükselim hızını anlamak için önemli bir kantitatif belirteç olan Vf, vadinin taban genişliğinin (vadinin en alt kısmındaki yatay mesafe) vadinin toplam yüksekliğine (tabandan vadi kenarlarının en yüksek noktasına olan dikey mesafe) oranlanması ile elde edilir (Bull ve McFadden, 1977; Bull 1977). Bu formül, vadinin hem genişlik hem de derinlik özelliklerini dikkate alarak vadinin şekli hakkında bilgi sağlar.

$$Vf = \frac{(2\,x\,Vt)}{((Eld - Esc) + (Erd - Esc))}$$

Vf: Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı.

Vt: Vadi tabanının genişliği.

Eld: Vadinin sağ yamacının (su bölüm çizgilerinin) yüksekliğini

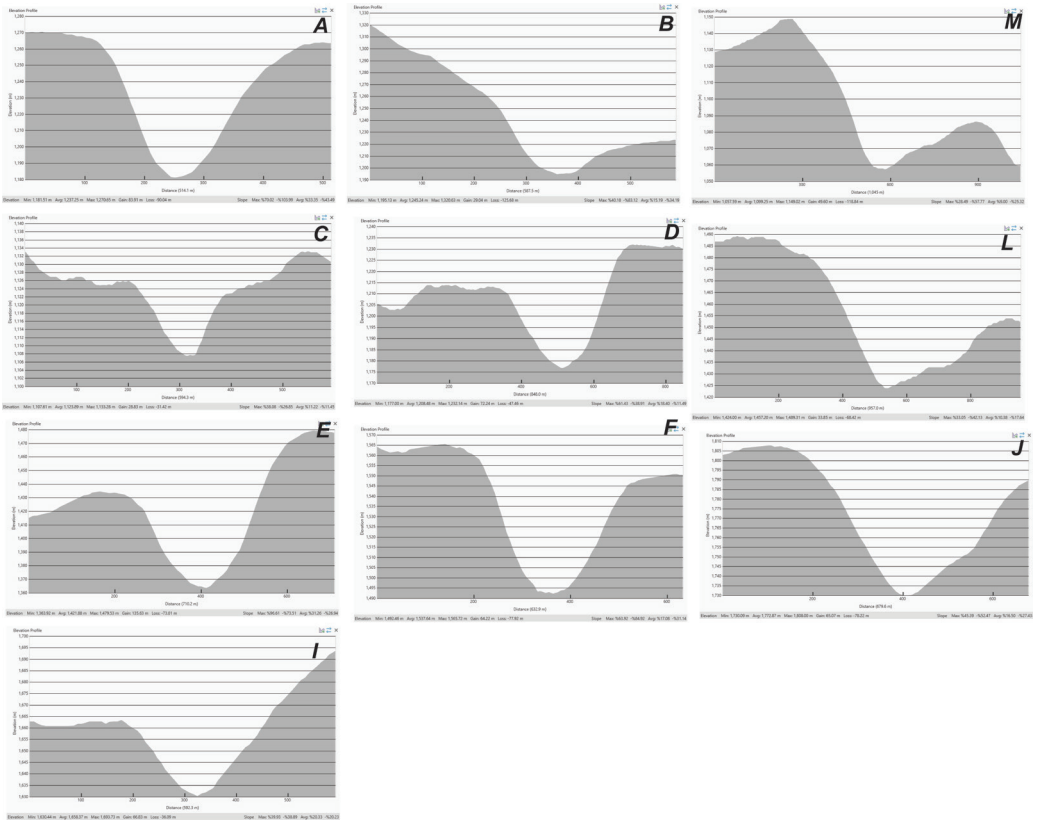
Erd: Vadinin sol yamacının (su bölüm çizgilerinin) yüksekliğini

Esc: Vadi tabanının yüksekliğini ifade etmektedir.

Düşük Vf değerleri vadi tabanı dar ve vadinin oldukça derin olduğunu ve genellikle U veya V şeklindeki vadiler ile ilişkilidir. Buda daha aktif tektonik bölgelerde veya genç vadilerde görülür. Yüksek Vf değerleri ise vadi tabanının geniş ve vadi derinliğinin göreceli olarak düşük olduğunu ifade eder. Düşük değerlerde olgunlaşmış vadiler ya da yanal erozyonun etkili olduğu yerlerde yaygındır (Bull ve McFadden 1977; Rockwell vd., 1985; Keller ve Pinter, 2002; Silva vd., 2003; El Hamdouni vd., 2008). Iğdır Fay Zonu 5 alt kol halinde ve birçok geometrik segmentten oluştuğu için tüm segmentleri karakterize edebilecek lokasyonlardan Vf ölçümü gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3 ve Şekil 14).

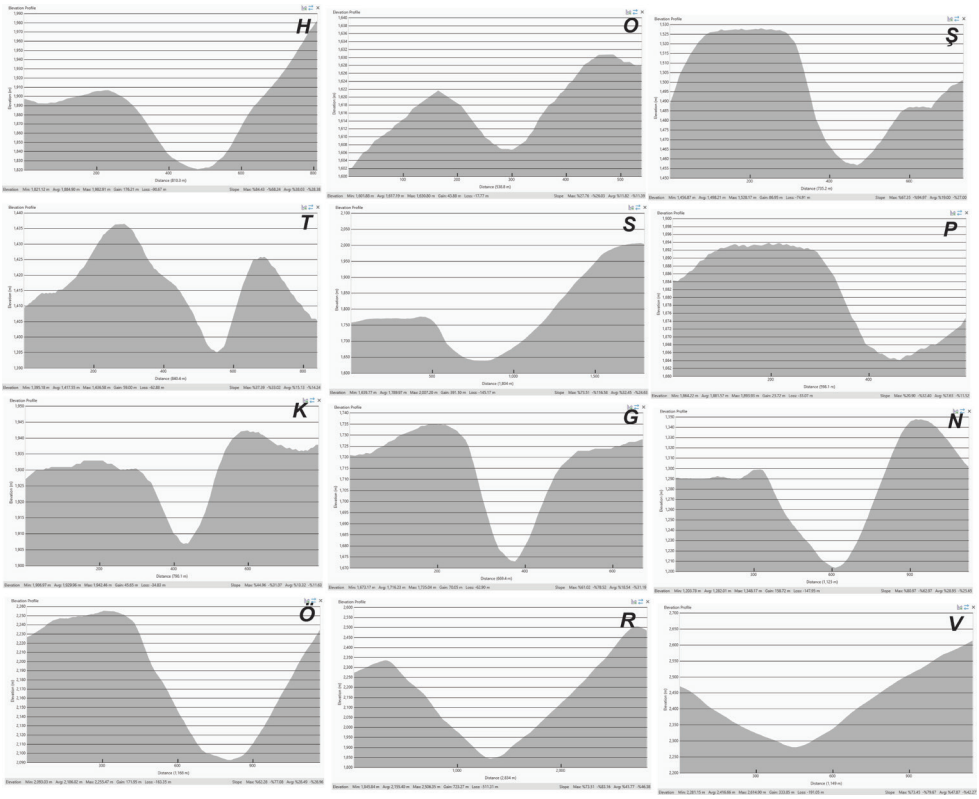
Hem Vf hem de Smf indisleri birlikte analiz edildiğinde hem dağlık alanların tektonik

aktivitesini hem de vadilerin şekilsel gelişimini değerlendirmek için güçlü bir araç sunar. Düşük Vf ve Smf değerleri, genellikle fay aktivitelerinin sık olduğu bölgelerdeki yükselme ve vadilerin gençleşmesi ile ilişkilidir. Bu sayede fay/fay zonlarının göreceli olarak aktiflik derecesi belirlenebilir (Rockwell vd., 1985; Silva vd., 2003). Iğdır Fay Zonu Vf ve Smf ölçümlerine göre KB, orta ve GB olmak üzere 3 bölgeye ayrılmış ve fayın geneli boyunca oluşan yükselme hızı hesaplanmıştır (Şekil 14). Bu sayede fay uç hasar zonu ve fay boyu gelişen hasar zonu olarak Kim vd. (2004) tarafından nitelendirilen alanların göreceli olarak seviyeleri belirlenmiştir. Iğdır Fay Zonu üzerinde 29 adet noktada Vf ölçümü yapılmıştır (Çizelge 3). Vf değerleri 0,16 ila 2,16 arasında dağılım göstermekte olup, en düşük değerler IFZ'nin KB ve GD kesimlerinde elde edilmiştir (Çizelge 3). Özellikle IFZ'nin KB kesiminin bazalt olması vadilerin tektonik etki karşısındaki güçlü deformasyonunu ve derine kazmanın tektonik gücünü ifade etmektedir. Iğdır Fay Zonu'nın KB kesiminde 10 adet Vf analizi ve iki adet Smf ölçümü yapılmıştır (Şekil 15). Iğdır Fay Zonu'nın orta kesiminde 12 adet Vf analizi ve 3 adet Smf ölçümü yapılmıştır (Şekil 16). Iğdır Fay Zonu'nın GD kseiminde ise 7 adet Vf analizi ve 1 adet Smf ölçümü gerçekleştirilmiştir (Şekil 17). Iğdır Fay Zonu geometrik segment özellikleri ile homojen bir segment yapısı sunmayıp heterojen bir segment özelliği sergilemektedir. Fayın parçalı, sıçramalı ve büklümlü yapısı dolayısı ile Vf ve Smf ölçümleri KB, orta ve GD kesimi şeklinde üçe bölünmüş ve deformasyon yorumu bu iki indis üzerinden bölgesel olarak yapılmıştır (Şekil 14).



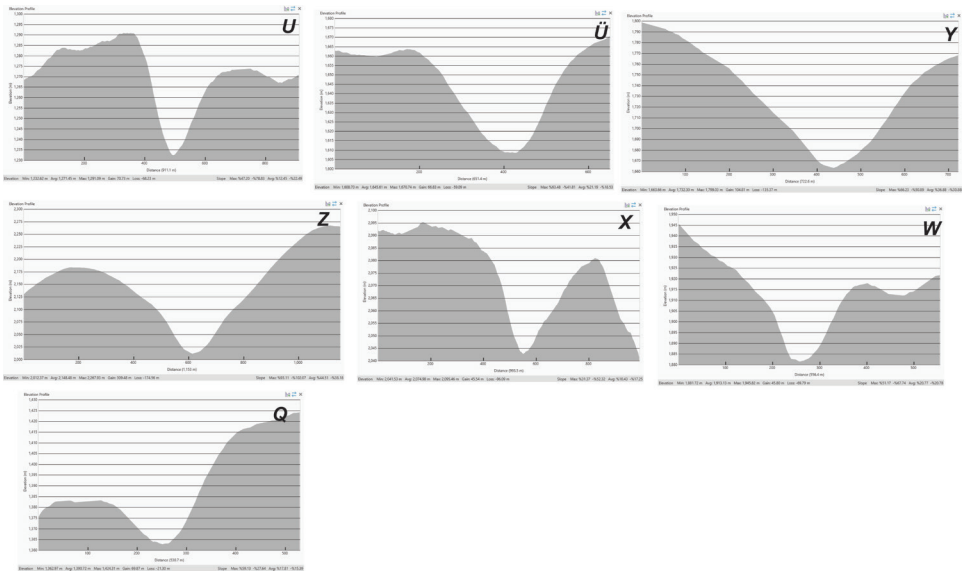
Şekil 15. Iğdır Fay Zonu'nın KB kesiminde elde edilen Vf grafikleri.

Figure 15*. Vf graphs obtained from the northwestern section of the Iğdır Fault.*



Şekil 16. Iğdır Fay Zonu'nın orta kesiminde elde edilen Vf grafikleri

Figure 16. *Vf graphs obtained from the central section of the Iğdır Fault.*



Şekil 17. Iğdır Fay Zonu'nın GD kesiminde elde edilen Vf grafikleri

Figure 17. *Vf graphs obtained from the southeastern section of the Iğdır Fault.*

Çizelge 3. Iğdır Fay Zonu üzerinde hesaplanan Vf değerleri tablosu.

Table 3. *Vf values calculated on the Iğdır Fault Zone.*

Lokasyon adı	Vt	Eld	Erd	Esc	Vf
a	80	1265	1270	1178	0,89
b	100	1220	1320	1195	1,3
c	20	1123	1126	1107	1,14
d	20	1232	1213	1178	0,44
e	15	1475	1435	1365	0,16
f	45	1550	1565	1493	0,6
g	20	1720	1735	1672	0,36
h	60	1980	1905	1822	0,49
ı	10	1695	1665	1630	0,2
j	25	1790	1805	1730	0,37
k	20	1943	1932	1907	0,65
l	23	1432	1487	1422	0,61
m	45	1070	1145	1055	0,85
n	30	1345	1295	1205	0,26
o	35	1631	1621	1607	1,84
ö	65	2240	2255	2095	0,42
p	40	1875	1892	1865	2,16
q	45	1425	1383	1362	1,07
r	125	2500	2325	1850	0,22
s	250	2000	1780	1640	1
ş	45	1487	1527	1457	0,9
t	15	1426	1437	1395	0,41
u	20	1274	1290	1233	0,4
ü	50	1670	1663	1608	0,85
v	100	2600	2455	2270	0,38
w	65	1918	1945	1883	1,34
x	30	2083	2095	2043	0,65
y	40	1770	1800	1665	0,33
z	55	2260	2185	2010	0,25

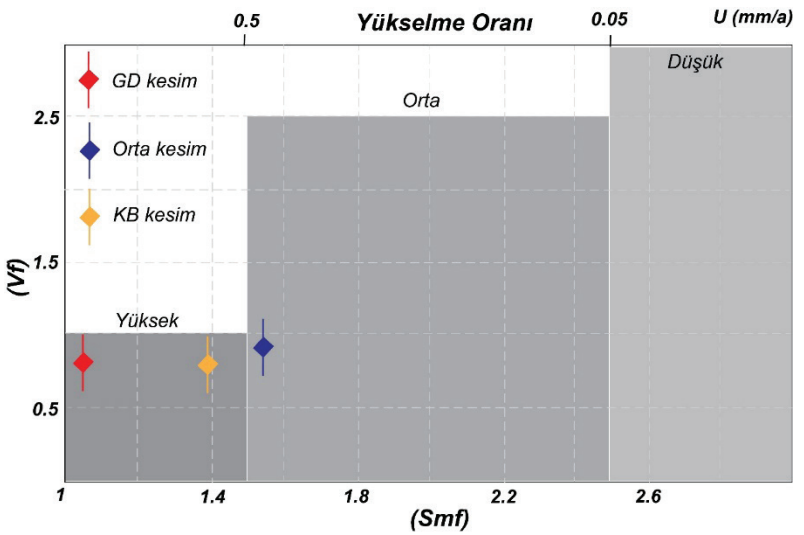
Rockwell vd. (1985) çalışmasındaki Smf ve Vf değerleri arasında jeotektonik ve morfolojik süreçlerle gelişen bir ilişki olduğu ifade edilmektedir. Bu ilişkide fayların aktiflik derecesi ve yükselme oranı sınıflandırılmaktadır. Çalışma alanında yapılan analizlerde Smf ve Vf arasındaki ilişki bu çizelgeye aktarılmıştır. Yapılan derecelendirmeye bağlı olarak Iğdır Fay Zonu'nın GD ve KB segmentlerin yükselme oranının yüksek olduğunu ve orta kesimin ise orta derecede bir yükselme hızına sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 14 ve 18). Iğdır Fay Zonu'nın özellikle güneydoğu kesiminin yükselme hızı 0,5 mm/yıl'dan fazladır.

TARTIŞMA

Küresel konum belirleme sistemi hızlarına bağlı olarak Doğu Anadolu Kısalma Bloğu; Türkiye-İran Bloğu (TIP), Orta İran Bloğu (CIB) ve Küçük Kafkas Tektonik Bloğu (CIB) olmak üzere üç alt blok halinde tanımlanmıştır (Şekil 19) (Djamour vd., 2011). Bu bloklar içerisinde saat yönünün tersine olan deformasyon hareketinin ortaya koyduğu kısalma en fazla CIB bloğunda gözlenmektedir (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006). Küçük Kafkas Tektonik Bloğu güneyde Tutak ve Çaldıran Fayı, kuzeyde ise Çıldır-Sevan Fay Zonu tarafından sınırlandırılmaktadır (Şekil 19). Yaklaşık 140 km genişliğinde olan CIB Bloğu içerisinde birbirine paralel bir şekilde gelişen sağ yanal doğrultu atımlı faylar deformasyonu kontrol etmektedir (Djomour vd., 2011). CIB bloğunun elastic sismik deformasyonunu kontrol eden bu ana yapılar KB-GD doğrultusunda yer almaktadır. Bu ana aktif yapılar; kuzeyden güneye doğru (i) Garni Fayı, (ii) Sardararpat Fayı, (iii) Nahçıvan Fayı, (iv) Iğdır Fay Zonu, (v) Doğubayazıt Fayı, (vi) Maku Fayı, (vii) Balıkgölü Fay Zonu, (viii) Gailatu-Siyahçeşme Fayı ve (ix) Çaldıran Fayı olarak sıralanmaktadır (Şekil 19). Bu fay/fay zonları blok içerisinde hem birbirlerinin devamı olarak hem de deformasyon ve atım paylaşımı yapmaktadırlar (Mutlu, 2022). Sardararpat Fayı Nahçıvan Fayı olarak, Doğubayazıt Fayı Maku Fayı olarak, Balıkgölü Fay Zonu Gailatu-Siyahçeşme Fayı olarak devam etmektedir. Uzun ve devamlı segment yapısı sunan bu fay/fay zonlarının aksine

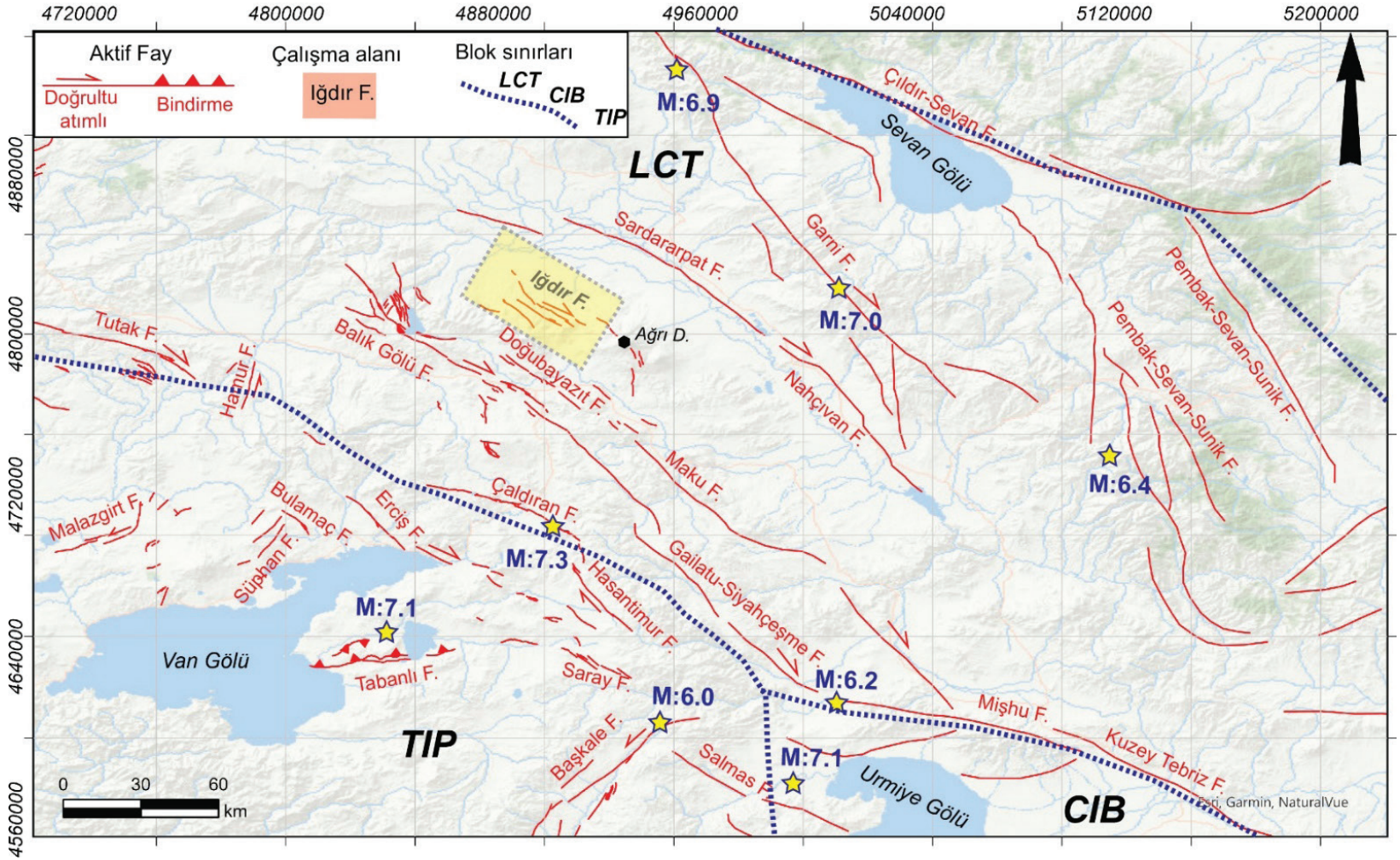
Iğdır Fay Zonu kısa ve saçılımlı bir segmentasyon sunarak Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşerek son bulmaktadır. Saat yönünün tersine dönen bir bloğun parçası olan Iğdır Fay Zonu bölgesel ölçekte değerlendirildiğinde ya Sardararpat Fayı ile Doğubayazıt Fayı arasında bir deformasyon transfer görevi görmekte ya da Ağrı Dağı'nın güneydoğusunda yer alan açılma çatlağı üzerinden sıçrama ve büklüm geometrisi ile Maku Fayı'na bağlanmaktadır. Bölgede meydana gelen 1840 yılı Ararat Depremi'nin Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu yamacında meydana getirdiği kütle hareketi ile oluşan Ahura Vadisi (Arguri kasabası; günümüz Yenidoğan Köyü) bölgedeki sismik etkinin birbiri ile ilişkisini ve tektonik deformasyonun kompleks bir yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Özellikle bu çalışma kapsamında Iğdır Fay Zonu tarafından denetlenen havzaların morfotektonik ve morfometrik özelliklerinin lokal ölçekte ani değişimi bu tektonik karmaşıklığı desteklemektedir.

Blok içerisinde tanımlanan fayların hepsi doğrultu atım karakteri sergilese de birçoğunun eğim atım bileşeni bulunmaktadır. Örneğin üç büyük depreme ev sahipliği yapan Garni Fayı (MS 910 depremi (M 7,0), MS 1679 Garni depremi (M 7,0) ve en son 1988 Spitak depremi (M 6,9; Philip vd., 1992; Guidoboni vd., 2003) üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmada bu fayın önemli bir normal atım bileşenine sahip olduğu ifade edilmektedir (Morino vd., 2012). Balıkgölü Fay zonu üzerinde yapılan çalışmada eğim atımlı normal fayların da deformasyon dağılımda etkili olduğu belirtilmiştir (Mutlu, 2022). Iğdır Fay Zonu da bu deformasyon sistemi içerisinde açılma bileşeni sunmaktadır (Şaroğlu vd., 1987). Özellikle Pamuk Dağı ve Ağrı Dağı arasında ani topoğrafik düşüş ile oluşan koridor Iğdır Fay Zonu'nun eğim atım bileşeni ile sıçrama yaptığını ve Ağrı Dağı'nın açılma çatlağının bu deformasyon hareketini desteklediğini göstermektedir.



Şekil 18. Iğdır Fay Zonu'nı oluşturan dağ önlerinde hesaplanan dağ önü sinüslülük oranı (Smf) ve vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (Vf) değerlerinden elde edilen tektonik sınıflar (Rockwell vd., 1985) tarafından ileri sürülen yükselme oranları.

Figure 18. *Tectonic classifications derived from mountain-front sinuosity (Smf) and valley floor width-to-height ratio (Vf) values calculated for the mountain fronts of the Iğdır Fault, with uplift rates proposed by Rockwell et al. (1984).*



Şekil 19. Iğdır Fay Zonu'nun Bölgesel tektonik içerisindeki konumu (Blok sınırları Djomour vd, (2011) dan alınmıştır, Aktif Fay verileri Emre vd., (2012)'den alınmıştır, Deprem verileri EMSC ve AFAD-DDB'den alınmıştır.

Figure 19. *The position of the Iğdır Fault Zone within the regional tectonics (Block boundaries taken from Djomour et al., 2011; Active fault data from Emre et al., 2012; Earthquake data from EMSC, and AFAD-DDB).*

Iğdır Fay Zonu (IFZ) üzerinde yapılan indis sonuçlarına göre fayın denetlemiş olduğu hem alt havzalar hem de morfoloji üzerinde bırakmış olduğu kantitatif izler, Iğdır Fay Zonu'nın aktif olduğunu göstermektedir. Fay boyu yapılan indis sonuçları değerlendirildiğinde Iğdır Fay Zonu'nın Ağrı Dağı'na yakın olan güneydoğu ucundaki segmentlerin göreceli olarak daha fazla deformasyon biriktirdiği ve daha fazla yükselme hızına sahip olduğu görülmektedir. Bölgede meydana gelen tarihsel dönem depremlerine bakıldığında büyük yıkıcı depremlerin olduğu görülmektedir. Özellikle 1840 yılında meydana gelen birçok yerleşim yerini yerle bir eden katastrofik Ararat Depremi'nin tarihsel kaynaklarda Iğdır Fay Zonu'na yakın bir lokasyonda meydana geldiği belirtilmektedir. Özellikle Iğdır İli'ne bağlı Yenidoğan Köyü'nün bu deprem ve depremle birlikte meydana gelen moloz/buzul akması sonucu yıkıldığı belirtilmektedir. Bu depremin dışında 1679-Ararat Depremi, 1873-Ararat Depremi, 363-Arashakavan Depremi ve 869 Dvin depremlerinin de çalışma alanına yakın lokasyonlarda meydana geldikleri ifade edilmiştir. Bu denli yıkıcı tarihsel deprem kaydı bulunan Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının aletsel dönem kayıtları içerisinde herhangi bir katastrofik deprem bulunmamaktadır. Iğdır Fay Zonu, her ne kadar kısa segment uzunluğuna sahip ve aletsel deprem kaydı bulunmamakla birlikte, birbirine parelel birçok alt segmentten oluşmakta ve bu alt segmentlerin toplam uzunluğunun 70 km olması ve ayrıca bu segmentlerin birbiri ile deformasyon paylaşımı yapması sebebi ile yıkıcı deprem üretebilecek aktif bir fay olduğunu düşündürmektedir. Özellikle Iğdır Ovası'nın gevşek zemin koşulları göz önünde bulundurulduğunda, fayın orta büyüklükte bir deprem üretmesi, bölgedeki hasar oranını artıracaktır. Özellikle morfometrik indis sonuçlarına göre Iğdır Fay Zonun'nın KB ve GD kesimleri (fayın her iki uç hasar zonu) daha fazla hasar üretecektir.

Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisinde aktif tektonik ile ilgili yapılan çalışmalara bakıldığında; doğrultu atımlı karakter sergileyen faylar doğuya doğru dış bükey bir hat çizerek ve aralarında atım ve deformasyon paylaşımı yaparak İran sınırları içerisinde devam etmekte olduğu görülmektedir (Berberian, 1996; Reilinger vd., 2006; Djamour vd., 2011; Gürbüz ve Şaroğlu, 2019). Iğıdr Fayı'nın içerisinde yer aldığı Küçük Kafkas Tektonik Bloğu ve yakın çevresinde yer alan bu fayların kayma hızı verileri de bunu doğrulamaktadır. Bu fayların kayma hızı verilerine bakıldığında Erciş Fayı 2,02± 0,12 mm/yıl (Sağlam Selçuk ve Kul, 2021), Çaldıran Fayı 3,27 ±0,17 mm/yıl (Sağlam Selçuk vd., 2016), Balık Gölü Fay Zonu 3,22 ±0,16 mm/yıl (Mutlu, 2022), Siah-Chesehmeh Fayı 2-4 mm/yıl (Copley ve Jackson, 2006) olarak bellirtilmektedir. Kuzey Tebriz Fayı'nın kayma hızı ise 7,7±0,9 mm/yıl olarak ifade edilmiştir (Rizza vd., 2013). Tüm bu sistem içerisinde Iğdır Fay Zonu da deformasyonu güneydoğuya doğru Kuzey Tebriz Fay Zonu'na iletmekte olup tektonik önem içerisinde bir rol üstlenmektedir.

Bu çalışmada, Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisindeki tektonik önemi, morfotektonik karakteristikleri ve deprem potansiyeli detaylı bir şekilde incelenmiştir. Yapılan morfometrik analizler, tarihsel ve aletsel dönem depremleri ile bölgenin neotektonik evrimi birlikte ele alındığında, IFZ'nin bölgesel deformasyonun önemli bir bileşeni olduğu ortaya çıkmaktadır.

Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) morfotektonik analizi, fay zonunun parçalı ve sıçramalı bir geometri sergilediğini göstermektedir. Yüzey pürüzlülüğü (YP) analizleri, özellikle güneydoğu segmentlerinde deformasyonun daha yoğun olduğunu ortaya koymuştur. Fayın güneydoğu kesiminde YP değerlerinin yüksek olması, bu kesimde daha fazla enerji birikimi olabileceğini göstermektedir. Hipsometrik integral (HI) verileri, fay zonu boyunca genç topoğrafik yapılar bulunduğunu ve özellikle kuzeybatı ve güneydoğu segmentlerinde tektonik olarak aktif havzalar oluştuğunu göstermektedir. Bu durum, fay

boyunca hareketliliğin sürekliliğini ve bölgenin jeomorfolojik gençliğini desteklemektedir.

Havza asimetri faktörü (AF) sonuçları, fay zonunun özellikle güneydoğu segmentlerinde tektonik eğimlenme gösterdiğini ve bölgedeki tektonik aktivitenin litolojik farklılıklarla birleşerek kompleks bir deformasyon modeli sunduğunu ortaya koymaktadır. Bu durum, özellikle bazalt birimlerinde yoğunlaşan yüksek asimetri değerleri ile desteklenmektedir. Ayrıca, dağ önü kıvrımlılığı (Smf) analizleri, fay zonunun kuzeydoğu segmentlerinde nispeten düşük kıvrımlılık değerleri sunduğunu ve bu durumun yüksek tektonik aktivitenin bir göstergesi olduğunu ortaya koymaktadır.

Deprem kayıtları, tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin fay zonu boyunca belirli noktalarda yoğunlaştığını göstermektedir. Özellikle 1840 Ararat Depremi, bölge için önemli bir sismotektonik olay olup, bu depremin IFZ ile ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Tarihsel deprem kayıtlarının yoğunluğu, fayın belirli periyotlarla büyük ölçekli sismik aktivite üretebildiğini ortaya koymaktadır. Aletsel dönem depremlerine bakıldığında, büyük ölçekli bir deprem kaydı bulunmamakla birlikte, fayın düşük ila orta büyüklükte depremler ürettiği görülmektedir. Bu durum, fayın kilitlenmiş segmentlerinin gelecekte büyük bir deprem üretebileceği ihtimalini gündeme getirmektedir. Nitekim sismik etki bakımından kompleks bir deformasyon sergilemeyen ve durağan bir bölge olarak bilinen Orta Anadolu'da yer alan 14 km uzunluğundaki sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Akpınar Fayı üzerinde 1938 yılında Ms 6,8 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Parejas ve Pamir, 1939; Jackson ve McKenzie, 1984). Dolayısıyla kısa segment uzunluğuna sahip olan aktif fayların tekrarlanma aralığının tamamlanması ile yıkıcı depremler üretebileceği mümkündür. Iğdır Fay Zonu bu bakımdan uzun süre yıkıcı bir deprem üretmediğinden dolayı sismik boşluk olarak da değerlendirilebilir.

Smf ve Vf analizleri, fay boyunca yükselme hızlarının heterojen dağılım gösterdiğini ortaya koymaktadır. Özellikle fayın güneydoğu kesiminde yükselme hızlarının 0,5 mm/yıl'dan fazla olduğu belirlenmiştir. Bu, fayın bu segmentlerinde yüksek gerilim birikimi olduğunu ve bu alanların gelecekteki sismik aktivite açısından kritik bölgeler olduğunu göstermektedir. Bölgenin neotektonik gelişimi, özellikle sağ yanal doğrultu atımlı faylar arasında deformasyon transferinin etkin olduğunu göstermektedir. Bu bağlamda, İFZ'nin deformasyonu doğuya doğru Kuzey Tebriz Fay Zonu'na aktardığı ve böylece bölgesel tektonik sistemin önemli bir bileşeni olduğu anlaşılmaktadır.

SONUÇLAR

Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisinde büyük bir doğrultu atımlı deformasyon sisteminin 9 km genişliğinde ve geometrik segmentlerde dahil olmak üzere toplamda 70 km uzunluğundaki bir parçası olan Iğdır Fay Zonu, parçalı ve heterojen bir yapı sergilemektedir. 19 geometrik segmentten oluşan Iğdır Fay Zonu'nın etkilediği alt havzaların Kuvaterner deformasyonunu yorumlayabilmek için beş adet morfometrik indis gerçekleştirilmiştir (hipsometrik integral, yüzey pürüzlülüğü, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı, dağ önü kıvrımlılığı, havza asimetri faktörü).

Iğdır Fay Zonu'nın segmentleri için Yüzey Pürüzlülüğü (YP) değerleri hesaplanmış ve haritası oluşturulmuştur. Değerler 1,00002-1,35072 arasında değişmektedir. Kuzey ve kuzeybatı segmentlerinde düşük, güney ve güneydoğu segmentlerinde ise yüksek YP değerleri kaydedilmiştir. En yüksek değerler, Pamukdağı, Elmagöl, Kavaktepe, Gülpınar ve Çilli köyleri civarındaki güneydoğu segmentlerinde gözlemlenmiştir. YP'nin fay izi boyunca sağa doğru devam eden yüksek değerleri, güneydoğu kesimde deformasyon birikiminin diğer segmentlere kıyasla daha fazla olduğunu göstermektedir.

YP değerleri fay zonunun segmentleri arasında kalan alanların alçalması ve daha düz yüzeylere doğru geçişi ilede karakterizedir. Segmentler arasında gözlenen bu değerler IFZ'nin geveşeyen büklüm yapısı sergilediğini de göstermektedir. Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan 24 adet mikro havza özelinde hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (HI) değerleri hesaplanmıştır. İki havzanın dış bükey eğriye ve HI < 0,3 değerine sahip olduğu, bu havzaların genellikle fayın ovaya yakın segmentleri tarafından kontrol edildiği belirlenmiştir. S-şekilli havzalar (15 adet), güneydoğu ve orta segmentlerde görülürken, iç bükey havzalar (7 adet) batı ve doğu uç segmentlerinde yoğunlaşmaktadır. HI ve HE değerlerine göre Iğdır Fay Zonunın güneydoğu segmentlerinin kontrol ettiği havzaların daha genç olduğu görülmektedir.

Havza asimetri indis analizinde çalışma alanında 6 adet alt havzanın baskın asimetrik havza, 8 adet alt havzanın ise orta asimetrik havza olduğu görülmektedir. Baskın ve orta asimetrik havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu kesiminde bulunan segmentler üzerinde yer almaktadır. Iğdır Fay Zonunın baskın ve orta asimetrik havzaları çakıltaşı-kumtaşı ve çamurtaşı biriminden oluşmakta iken az simetrik havzalar genel olarak bazalt biriminden oluşmaktadır. Özellikle Iğdır Fay Zonunun güneydoğusunda yer alan baskın ve orta asimetrik havzaların litolojisi bazalttan oluşmaktadır. Göreceli olarak çalışma alanındaki formasyonlara nazaran en dayanıklı birimi oluşturan bazalt temelli havzalarda elde edilen AF değerleri çalışma alanının güneydoğusunun daha fazla deformasyon biriktirdiğini göstermektedir (S8, S24, S25, S28, S32 havzaları) Çalışma alanında geriye kalan 10 alt havza ise az simetrik ve simetrik havza niteliği taşımaktadır. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan 24 adet alt havzanın asimetri yönleri güneydoğu yönündedir. Havzalar üzerinde gerçekleşen deformasyon ve eğimlenme sağ yanal doğrultu atımlı karakterin baskın olduğunu göstermektedir. Sağ yanal asimetri yönleri Iğdır Fay Zonu'nun orta kısmında yer alan segmentleri üzerinde hâkim olarak görülmekteyken Aras Dağları'nın en güneyini temsil eden Pamuk Krateri ile Ağrı Dağı arasında kalan mikro havzaların asimetri yönleri kuzey ve kuzeydoğuya doğrudur. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan doğu kısımdaki baskın ve orta asimetrik özellik gösteren bu havzaların asimetri yönündeki farklılığı mikro havzaların bölgedeki açılma rejimi altında olduğunu göstermektedir. Ağrı Dağı açılma çatlağının yol açtığı bu yönelme topoğrafyadaki ani düşüş ile de karakterize olup Iğdır İli ile Doğubayazıt arasında bir koridor oluşturmuştur.

Iğdır Fay Zonu Vf ve Smf ölçümlerine göre KB, orta ve GB olmak üzere 3 bölgeye ayrılmış ve fayın geneli boyunca oluşan yükselme hızı hesaplanmıştır Iğdır Fay Zonu üzerinde Vf değerleri 0,16 ila 2,16 arasında dağılım göstermekte olup, en düşük değerler IFZ'nin KB ve GD kesimlerinde elde edilmiştir. Özellikle IFZ'nin KB kesiminin bazalt olması vadilerin tektonik etki karşısındaki güçlü deformasyonunu ve derine kazmanın tektonik gücünü ifade etmektedir. IFZ boyunca hesaplanan Smf değerleri 1,03 ila 2,08 arasında değişim göstermektedir. Fayin KB kesiminde elde edilen Smf değerlerinin ortalaması 1,365'tir. Orta kesimden 3 farklı ölçüm yapılmış ve elde edilen ortalama değer 1,55'tir. GD kesimde ise 1,03 Smf değeri elde edilmiştir. Smf değerlerine göre fayın güneydoğu kesiminin göreceli olarak tektonik etkiyi daha fazla yansıttığı görülmektedir. **Smf** ve **Vf** değerleri arasında jeotektonik ve morfolojik süreçlerle gelişen ilişkide fayların aktiflik derecesi ve yükselme oranı sınıflandırılmış olup Iğdır Fay Zonu'nun GD ve KB segmentlerin yükselme oranının yüksek olduğunu ve orta kesimin ise orta derecede bir yükselme hızına sahip olduğu belirlenmiştir. Iğdır Fay Zonu'nın özellikle güneydoğu kesiminin yükselme hızı 0,5 mm/yıl'dan fazladır.

Sonuç olarak, IFZ, Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisinde aktif bir tektonik yapı olup,

segmentleri boyunca heterojen deformasyon dağılımı göstermektedir. Morfometrik analizler, morfotektonik belirteçler ve tarihsel deprem kayıtları, fayın aktif olduğunu ve özellikle güneydoğu segmentlerinin daha yüksek bir sismik tehlike taşıdığını ortaya koymaktadır. Aletsel dönem içerisinde büyük ölçekli bir deprem yaşanmamış olmasına rağmen, bölgedeki tarihsel kayıtlar, fayın büyük depremler üretebileceğini ve gelecekte potansiyel bir sismik tehdit oluşturabileceğini göstermektedir. Bu nedenle, bölgenin deprem tehlikesi açısından dikkate alınması ve yapılaşma planlamalarının bu doğrultuda şekillendirilmesi büyük önem arz etmektedir

EXTENDED SUMMARY

Tectonic Significance, Morphotectonic Characteristics, and Seismic Potential of the Iğdır Fault Zone (IFZ) within the Eastern Anatolian Compression Block

Based on Global Positioning System (GPS) velocity data, the Eastern Anatolian Compression Block is subdivided into three sub-blocks: the Turkey-Iran Block (TIP), the Central Iran Block (CIB), and the Lesser Caucasus Tectonic Block (CIB) (Figure 19) (Djamour et al., 2011). Among these blocks, the highest shortening resulting from counterclockwise deformation is observed in the CIB block (Copley & Jackson, 2006; Reilinger et al., 2006). The Lesser Caucasus Tectonic Block is bounded by the Tutak and Çaldıran Faults to the south and the Çıldır-Sevan Fault Zone to the north (Figure 19). Within this approximately 140 km-wide block, right-lateral strike-slip faults developing in parallel control the deformation (Djamour et al., 2011). These primary fault structures, which regulate the elastic seismic deformation of the CIB block, are oriented in a NW-SE direction. The major active faults in the region, from north to south, include (i) the Garni Fault, (ii) the Sardarapat Fault, (iii) the Nakhchivan Fault, (iv) the Iğdır Fault Zone, (v) the Doğubayazıt Fault, (vi) the Maku Fault, (vii) the Balıkgölü Fault Zone, (viii) the Gailatu-Siyahçeşme Fault, and (ix) the Çaldıran Fault (Figure 19). These faults/fault zones both form the continuation of one another and participate in the distribution of deformation and slip (Mutlu, 2022). The Sardarapat Fault continues as the Nakhchivan Fault, the Doğubayazıt Fault extends as the Maku Fault, and the Balıkgölü Fault Zone transitions into the Gailatu-Siyahçeşme Fault.

Unlike these long and continuous fault segments, the Iğdır Fault Zone exhibits a short and dispersed segmentation pattern, terminating by merging with the extensional crack of Mount Ağrı. On a regional scale, the IFZ, as part of a counterclockwise-rotating block, either functions as a deformation transfer zone between the Sardarapat Fault and the Doğubayazıt Fault or connects to the Maku Fault via a relay and bending geometry through the extensional crack located southeast of Mount Ağrı. The Ahura Valley (Arguri town; present-day Yenidoğan Village), formed by mass movement triggered by the 1840 Ararat Earthquake on the northeastern slope of Mount Ağrı, highlights the interrelation of seismic activity in the region and the complex nature of tectonic deformation.

The morphotectonic and morphometric characteristics of basins controlled by the Iğdır Fault Zone reveal abrupt local-scale variations, supporting this tectonic complexity. Although all identified faults within the block exhibit a strike-slip character, many also contain a dip-slip component. For instance, paleoseismological studies on the Garni Fault, which has hosted three major earthquakes (the AD 910 earthquake (M 7.0), the AD 1679 Garni earthquake (M 7.0), and the most recent 1988 Spitak earthquake (M 6.9); Philip et al., 1992; Guidoboni et al., 2003), indicate a significant normal fault component (Morino et al., 2012). Similarly, studies on the Balıkgölü Fault Zone suggest that dip-slip normal faults

also play a role in the distribution of deformation (Mutlu, 2022). The Iğdır Fault Zone also exhibits an extensional component within this deformation system (Şaroğlu et al., 1987). Specifically, the corridor formed by the abrupt topographic drop between Mount Pamuk and Mount Ağrı suggests that the IFZ undergoes a relay jump via its dip-slip component, with the extensional crack of Mount Ağrı further facilitating this deformation.

Morphometric Analysis and Seismic Activity of the IFZ

Quantitative indicators, such as those derived from morphometric analyses, confirm the activity of the Iğdır Fault Zone. When fault-length-based indices are assessed, it is evident that the southeastern segments of the IFZ, particularly those near Mount Ağrı, accumulate relatively more deformation and exhibit a higher uplift rate. Historical seismic records indicate the occurrence of destructive earthquakes in the region. The catastrophic 1840 Ararat Earthquake, which devastated numerous settlements, is documented in historical sources as having occurred near the Iğdır Fault Zone. Specifically, Yenidoğan Village in Iğdır Province is reported to have been destroyed by this earthquake and the associated debris/glacial flow. Other notable historical earthquakes that occurred in proximity to the study area include the 1679 Ararat Earthquake, the 1873 Ararat Earthquake, the 363 Arashakavan Earthquake, and the 869 Dvin Earthquake. Despite this extensive historical earthquake record, no catastrophic earthquakes have been recorded instrumentally in the IFZ and its vicinity.

Although the Iğdır Fault Zone is characterized by short segment lengths and lacks instrumental earthquake records, it remains an active fault capable of generating destructive earthquakes. Considering the loose soil conditions of the Iğdır Plain, even a moderate-magnitude earthquake could significantly amplify damage in the region. Morphometric index results suggest that the NW and SE sections of the IFZ (the damage zones at both fault terminations) would likely produce the greatest damage.

Tectonic Context and Slip Rate Distribution

Studies on active tectonics within the Eastern Anatolian Compression Block indicate that strike-slip faults form an eastward-convex pattern, transferring slip and deformation as they continue into Iran (Berberian, 1996; Reilinger et al., 2006; Djamour et al., 2011; Gürbüz & Şaroğlu, 2019). The slip rate data for faults within the Lesser Caucasus Tectonic Block and its surroundings corroborate this pattern. Reported slip rates include 2.02 ± 0.12 mm/year for the Erciş Fault (Sağlam Selçuk & Kul, 2021), 3.27 ± 0.17 mm/year for the Çaldıran Fault (Sağlam Selçuk et al., 2016), 3.22 ± 0.16 mm/year for the Balıkgölü Fault Zone (Mutlu, 2022), and 2–4 mm/year for the Siah-Chesehmeh Fault (Copley & Jackson, 2006). The North Tabriz Fault exhibits a slip rate of 7.7 ± 0.9 mm/year (Rizza et al., 2013). Within this framework, the Iğdır Fault Zone transfers deformation southeastward to the North Tabriz Fault Zone, playing a crucial role in the regional tectonic framework.

This study comprehensively examines the tectonic significance, morphotectonic characteristics, and seismic potential of the Iğdır Fault Zone (IFZ) within the Eastern Anatolian Compression Block. When morphometric analyses, historical and instrumental earthquake records, and the neotectonic evolution of the region are considered together, the IFZ emerges as a significant component of regional deformation.

The morphotectonic analysis of the Iğdır Fault Zone reveals that the fault exhibits a segmented and jumping geometry. Surface roughness (SR) analyses indicate that deformation is particularly intense in the southeastern segments. High SR

values in this section suggest greater energy accumulation. Hypsometric integral (HI) data indicate the presence of young topographic structures along the fault zone, specifically in the NW and SE segments, where tectonically active basins have formed.

Smf and Vf analyses reveal a heterogeneous distribution of uplift rates along the fault. The southeastern segment, in particular, exhibits uplift rates exceeding 0.5 mm/year, indicating high strain accumulation and marking it as a critical area for future seismic activity. The neotectonic development of the region underscores the effectiveness of deformation transfer between strike-slip faults. Within this framework, the IFZ acts as a key component in transmitting deformation eastward to the North Tabriz Fault Zone, emphasizing its importance within the broader regional tectonic system.

In conclusion, the Iğdır Fault Zone (IFZ) is an active tectonic structure within the Eastern Anatolian Contractional Block, exhibiting a heterogeneous distribution of deformation along its segments. Morphometric analyses, morphotectonic indicators, and historical earthquake records confirm the fault's activity, highlighting the southeastern segments as areas of elevated seismic hazard. Although no large-scale earthquake has occurred during the instrumental period, historical records indicate that the fault is capable of generating major earthquakes and poses a potential seismic threat in the future. Therefore, it is crucial to consider the seismic hazard of the region and to shape urban planning accordingly to mitigate earthquake-related risks.

ORCID

Sacit Mutlu https://orcid.org/*0000-0003-1632-722X*

KAYNAKLAR / *REFERENCES*

Abich, A. & Suess, E. (Eds.), (1882). *Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern*. In commission bei A. Hölder.

Abich, G. (1847). Geological news of a journey to Ararat and particularly the collapse of the valley of Aguri in 1840. *Montsberichte under die Verhandlungen der Gesseslschaft fur Erkunde zu Berlin Neue Folge, 4*, 28-62.

AFAD-DDB. *Deprem Verileri*. https://deprem.afad.gov.tr/ddakatalogu. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi, Ankara. Erişim tarihi: 05.01.2025.

Alim, M. (1998). *Doğu Iğdır Ovasında doğal çevre sorunları* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans tezi]. Sosyal Bilimler Enstitüsü).

AL-Suyutı, (1974). *Jalal Ed-Din, Kashf Al-Salsala an Wasf Al-Zalzala*. F Cahiers du Centre Universitaire de la Recherche Scientifique, Rabat

AL-SUYUTI, J. E. D. (1984). *Kashf Al-Salsala an Wasf Al-Zalzala*.

Ambraseys N. (2009). *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A multidisciplinary study of seismicity up to 1900*. Cambridge University Press. 947 pp.

Ambraseys, N. N. & Melville, C. P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge Univ. Press, New York.

Andreani, L. & Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American–Caribbean–Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, *4*(1), 71-102. https://doi.org/10.5194/esurf-4-71-2016

Andreani, L., Stanek, K. P., Gloaguen, R., Krentz, O., & Domínguez-González, L. (2014). DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, *6*(9), 7971-8001. https://doi.org/10.3390/rs6097971

Ardos, M. (1984). *Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi* (Vol. 2). İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi.

Azor, A., Keller, E. A., Yeats, R. S. (2002). Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Bulletin of the Geological Society of America 114*, 745-753.

Azzoni, R. S., Fugazza, D., Garzonio, C. A., Nicoll, K., Diolaiuti, G. A., Pelfini, M. & Zerboni, A. (2019). Geomorphological effects of the 1840 Ahora Gorge catastrophe on Mount Ararat (Eastern Turkey). *Geomorphology*, *332*, 10-21. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.001

Balkaya, M., Ozden, S. & Akyüz, H. S. (2021). Morphometric and morphotectonic characteristics of sürgü and çardak faults (east anatolian fault zone). *Journal of Advanced Research in Natural and Applied Sciences*, *7*(3), 375-392. http://dx.doi.org/10.28979/jarnas.939075

Barka, A. & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica, 3*, 587 610.

Berberian, M. (1996). *The Historical Record of Earthquakes in Persia. Encyclopaedia Iranica*,VIIF. Drugs-Ebn al-Atir, Mazda Publishers, Costa Mesa, CA, 635-640.

Bistacchi, A., Griffith, W. A., Smith, S. A., Di Toro, G., Jones, R. & Nielsen, S. (2011). Fault roughness at seismogenic depths from LIDAR and photogrammetric analysis. *Pure and Applied Geophysics*, *168*, 2345-2363.

Bull, W. B. (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California, U.S* (Report no: Report 14-0-001-G-394). Geological Survey Contract.

Bull, W. B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley Blackwell, USA.

Bull, W. B. & McFadden, L. D. (2020). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In *Geomorphology in arid regions* (pp. 115-138). Routledge.

Bull, W. B. & 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* (pp.: 115-138). State University of New York, Binghamton.

Byus, E. I. (1948). *Seismic conditions of Transcaucasus*. Academy of Sciences of USSR.

Copley, A. & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics, 25*, 1-19. https://doi.org/10.1029/2005TC001906

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 American Bulletin, 106*, 571-581.

Day, M. J. (1979). Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeitschrift für Geomorphologie 32* (Supplement),1–8.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International, 101*(2):425-478.

Diercks, M. L., Grützner, C., Welte, J. & Ustaszewski, K. (2023). Challenges of geomorphologic analysis of active tectonics in a slowly deforming karst landscape (W Slovenia and NE Italy). *Geomorphology*, *440*, Article 108894. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108894

Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R. & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters, 307*, 27-34. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. & Keller, E. A.(2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology, 96,* 150-173. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, S. (2012). *1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi Ağrı (NJ 38-1) Paftası*. MTA Yayınları. Ankara.

EMSC. *Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi.* https://www.emsc-csem.org/#2. Erişim tarihi: 05.01.2025.

Ergen, A. & Sümengen, M. (2018). *1:100.000 ölçekli Ağrı İ50 Paftası*. MTA Yayınları. Ankara.

Ergin, K., Güçlü, U. & Uz, Z. (1967). *Türkiye ve civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar)*. İTÜ Maden Fakültesi Ofset Matbaası. Yayın No.24. İstanbul

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*, 172-180. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.017

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M. &Pérez-Peña, J.V. (2012). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constrictional domain of conjugate strike slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics 580*, 27-42, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.028

GRASS Development Team (2009). Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software, version 6.3.0. http://www.grass.osgeo.org

Grohmann, C. H. (2004a). Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences, 30*(9-10) 1055–1067. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.08.002

Grohmann, C.H. (2004b). *Tecnicas de geoprocessamento aplicadas a analise morfometrica* [M.Sc. Thesis]. Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo.

Grohmann, C.H. & Riccomini, C. (2009). Comparison of roving-window and search-window techniques for characterising landscape morphometry. *Computers & Geosciences*, *35*(10), 2164-2169. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.12.014

Grohmann, C. H., Riccomini, C. & Chamani, M. A. C. (2011). Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(5), 1493-1504. https://doi.org/10.5194/hess-15-1493-2011

Guidoboni, E., Comastri, A. & Traina, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Rome*. Istituto Nazionale Di Geofisica.

Guidoboni, E., R. Haroutiunian, & A. Karakhanian (2003). The Garni (Armenia) large earthquake on 14 June 1679: A new analysis. *Journal of Seismology, 7*(3), 301–328. https://doi.org/10.1023/A:1024561622879

Guidoboni, E. & Traina, G. (1995). A new catalogue of earthquakes in the historicalArmenian area from antiquity to the 12th century. *Annali di Geofisica, 38*(1):85-147.

Gürbüz, A. & Gürer, Ö. F. (2008). Tectonic geomorphology of the North Anatolian fault zone in the lake Sapanca Basin (eastern Marmara Region, Turkey). *Geosciences Journal*, *12*(3), 215-225.

Gürbüz, A. & Şaroğlu, F. (2019). Right-lateral strike-slip faulting and related basin formations in the Turkish-Iranian plateau. *Developments in Structural Geology and Tectonics, 3*,101-130. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X

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.

Hempton, M. R. (1987). Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics, 6*(6):687-705.

Hobson, R. D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach. In Chorley, R. J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology,* (p.: 225–245). Methuer, London.

Ibn Al-Athır, (1982). Ezz Ad-Din, Al-Kamil fi Al-Tarikh (Dar Sader). Beirut

Jackson, J. & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, *77*(1), 185-264.

Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surfi cial Earth processes. In R. E. Wallace (Ed.), *Active tectonics* (pp. 136–147), Studies in Geophysics. Washington, DC, National Academy Press.

Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics*. Prentice Hall, New Jersey.

Keller, E. A. Seaver, D. B., Laduzinsky, D. L., Johnson, D. L., Ku, T. L. (2000). Tectonic geomorphology of active folding over buried reverse faults: San Emigdio Mountain front, Southern San Joaquin Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America, 112*, 86-97. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C0086:TGOAFO%3E2.3.CO;2

Keskin, M. (2007). Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume. In Foulger, G. R. & Jurdy, D. M. (Eds.), Plates, Plumes and Planetary Processes. https://doi.org/10.1130/2007.2430(32)

Ketin, İ. (1983). *Türkiye jeolojisine genel bir bakış*. İstanbul Teknik Üniversitesi.

Khalifa, A., Cakir, Z., Owen, L. & Kaya, Ş. (2018). Morphotectonic analysis of the east Anatolian fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *27*(2), 110-126. http://dx.doi.org/10.3906/yer-1707-16

Kim Y-S., Peacock D. & Sanderson D. J. (2004) Fault damage zones. *Journal of Structural Geology, 26*(3), 503–517.

Kim, Y. S., Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. (2003). Strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology, 25*(5), 793 812.

Koçyiğit, A. & Beyhan, A. (1998). A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics, 284*(3-4), 317-336.

Kondorskaya, N. V. & Shebalin, N. V. (1982). New Catalogue of the Strong Earthquakes of the USSR from Ancient Times through 1977. *World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-31. 2nd edition*, Boulder, Colorado, 608.

Loftus, W. K. (1855). On the geology of portions of the Turko-Persian frontier, and of the districts adjoining. *Quarterly Journal of the Geological Society,11*(1-2), 247-344.

Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In *Active Tectonics, Studies in Geophysics* (pp.: 125-135). National Academy Press.

McKenzie, D.P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America, 59*(2), 591-601.

McKenzie, D. P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature, 226*(5242), 239-243.

McKenzie, D. P (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International, 30*(2), 109-185.

Morino, M., Kaneko, F., Avanesyan, M. & Karakhanyan, A. (2012). Characteristics of the Garni Fault Confirmed by Trench Investigation at North Garni and Yelpin, Republic of Armenia. *The Journal of the Geological Society of Japan*, *118*(12), 11-12. http://dx.doi.org/10.5575/geosoc.118.12.XI_XII

Mutlu, S. (2022). *Balık gölü fay zonu'nun paleosismolojik özellikleri ve segmentasyonu* [Doktora Tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi. Ulusal Tez Merkezi Açık Erişim Sistemi, https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi/TezGoster?key=qVqOZFj2DwNmvdf1oGFYiCZlJc3gY3yMqjQxIBc9KdSk_xw9sZoiUv5by4-yWGlr

Mutlu, S., Kul, A. Ö. & Sağlam Selçuk, A. (2023). Tectonic Geomorphology of the Maku Fault. *Ases International Van Scientific Research Conference* (ss.43-44). Van, Türkiye.

Mutlu, S., Sağlam Selçuk, A., Kul, A. Ö., Çakar, S., Zabcı, C., Kıray, H. N., ... ve Selçuk, L. (2024). Maku ve Doğubayazıt Fayının (Ağrı Dağı'nın Güneyi) Morfometrik İndis Yöntemleri ile Deformasyon Paylaşımının Ortaya Konulması. *Uluslararası Katılımlı 76. Türkiye Jeoloji Kurultayı* (ss. 448). Ankara, Türkiye. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/fed21205db99c2d_ek.pdf

Ohmori, H. (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology 8*, 263-277. https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90023-U

Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology, 173–174*, 128–140. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.003

Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta, 28*(4), 241-253. https://doi.org/10.1080/09853111.2015.1128180

Öztürk, Y. (2023). Iğdır Ovası Çevresinin Sismik Kaynak Zonları ve Bazı Depremlerin Mekansal Sonuçları, İçinde Aydın, T., Bayat, G., Alma, M.H. (Ed.ler), *Doğal ve Beşerî Bilimler Açısından Iğdır 2* (s.: 1-28), Detay Yayıncılık.

Öztürk, Y. ve Zorer, H. (2024). Tektonizma ve İklim Denetimli Süreçlerin Volkanik Yapıların Morfolojisine Etkisi: Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'nda Kraterlerin Jeomorfik Özellikleri (Doğu Anadolu). *Doğu Coğrafya Dergisi*, *29*(52), 118-136.

Parejas, E. & Pamir, H. N. (1939). 19/4/1938 Orta Anadolu Yer Depremi. *Istanbul University, Faculty of Science Publication IV*.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, 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. *Computers and Geosciences, 35*, 1214-1223, https://doi.org/10.1016/j. cageo.2008.06.006

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A. & Delgado, J. (2009b). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 114*, Article F02018. https://doi.org/10.1029/2008JF001092

Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, 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. https://doi.org/10.1029/2008JF001092

Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousguet, J. C., Borisov, A. & Karakhanian, A. (1992). The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotecton ics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International, 110*, 141–158. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00718.x

Pike, R. J. & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, *82*(4), 1079-1084.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa - arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 111*, (B5), 1-26. https://doi.org/10.1029/2005JB004051

Rizza, M., Vernant, J., Ritz, F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour,Y., Salamati, R.,Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S. & Masson, F. (2013). Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). *Geophysical Journal International, 199*(3), 1083–1094. https://doi.org/10.1093/gji/ggt041

Robertson, A. H. F., Grasso, M. (1995). Overview of the Late Tertiary–Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova, 7*(2):114-127.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Johnson, D. L. (1985). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium* (pp.: 183-207). Allen and Unwin Publishers, Boston.

Sağlam Selçuk, A. & Düzgün, M. (2017). Tectonic geomorphology of Başkale Fault zone. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *155*, 33-46. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.315757

Sağlam Selçuk, A. & Kul, A. **Ö.** (2021). Long-term slip rate estimation for Ercis¸ Fault in East Anatolian Compressive Tectonic Block from geologic and geomorphologic field evidence. *Geological Journal, 56*(10), 5290-5310. https://doi.org/10.1002/gj.4237

Saglam-Selçuk, A., Erturaç, M. K. & Nomade, S. (2016). Geology of the Caldiran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behavior. *Tectonophysics, 680*, 155–173. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.019

Sançar, T., Zabcı, C. & Akyüz, H. S. (2011). Morphometric analysis of secondary faults around the Karlıova Triple Junction (EGU2011-4991). Vienna: EGU. In *Geophysical Research Abstracts*.

Şaroğlu, F. (1985). *Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi, İstanbul.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A. (1987). *Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri* (Rapor no: 5216). Maden Teknik Arama Enstitüsü Raporu.

Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tektik ve Arama Dergisi, 107*, 73-94.

Sarp, G. & Düzgün, Ş. (2012). Spatial analysis of morphometric indices: the case of Bolu pull-apart basin, western section of North Anatolian Fault System, Turkey. Geodinamica acta, 25(1-2), 86-95. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.841382

Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological society of America Bulletin*, *67*(5), 597-646.

Şengör, A. M. C. (1979). Türkiye›nin Neotektoniğinin Esasları. Department of Geological Sciences, State University of New York.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esaslar. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, 40 sayfa.

Şengör, A. M. C. & Kidd, W. S. F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics, 55*(3-4), 361-376.

Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics, 75*, 3-4.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1983). *Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım*. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, 1: 75.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. & Bardají, T. (2003). Faulth generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology, 50*, 203-225, https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5

Step'anian, V. (1964). *Earthquakes in the Armenian Upland and Adjacent Areas*. House Hayastan: Yerevan, Armenia, 247.

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America 63*, 1117-1142

Tapan, M., Özvan, A. ve Şengül, M. A. (2005). 2 Temmuz 2004 Doğubayazıt Depremi Yer–Yapı İlişkisi ve Yaşanan Kayıplar. *Deprem Sempozyumu*, (s.: 1074-1080). 23-25 Mart 2005, Kocaeli.

Tuncay, E. & Sümengen, M. (2018). *1:100.000 ölçekli Doğubayazıt İ51 Paftası*. Maden Teknik Arama Yayınları. Ankara.

Tunçdilek, N. (1985). *Türkiye'de relief şekilleri ve arazi kullanımı* (Vol. 3). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi.

Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 6*(5), 637-650.

Weidenbaum, E. G. (1884). Bolshoi Ararat i popitki voskhozhdenia na ego bershinu (Great Ararat and attempts to reach its summit). Zap. *Imp. Russ Geogr. O-Va., 13*, 103.

Yalçınlar, İ. (1967). Türkiye'de bazı şehirlerin kuruluş ve gelişmesinde jeomorfolojik temeller. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 16*, 53-66.

Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of theTuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics, 630*, 183–192. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.023

Zebari, M., Grützner, C., Navabpour, P. & Ustaszewski, K. (2019). Relative timing of uplift along the Zagros Mountain Front Flexure: Constrained by geomorphic indices and landscape evolution modeling. *Solid Earth*, *10*(3), 663-682. https://doi.org/10.5194/se-10-663-2019