



MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

<https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri/>



Kızılviran Fayı'nın jeolojik ve morfolojik özellikleri ışığında 8 Kasım 2021 Kızılören (Meram-Konya) Depremi (Mw 5,1) kaynak fayına ilişkin değerlendirmeler

Hasan ELMACI^{a*}, Adil DOĞAN^b, Selim ÖZALP^a, Senem TEKİN^c ve Hasret Ozan AVCI^d

^aMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

^bMaden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu 2. Bölge Müdürlüğü, Konya

^cAdıyaman Üniversitesi, Teknik Bilimler Meslek Yüksekokulu, Adıyaman

^dBeker Enerji Elektrik İnşaat Müşavirlik Emlak Ltd. Şti, Ankara

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Kızılviran Fayı, Aktif Tektonik, Jeomorfometrik İndisler, Depremsellik, Orta Anadolu

ÖZ

8 Kasım 2021 tarihinde Konya ili Meram ilçesinin yaklaşık 30 km batısında yer alan Kızılören'de, Mw 5,1 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Sismoloji merkezlerinden alınan hızlı odak mekanizma çözümlerine göre kaynak fayın eğim atımlı normal karakterde olduğu anlaşılmaktadır. Arazi çalışmaları sonucunda, Kızılören Mahallesi yerleşim alanı içinden geçen ve toplam uzunluğu yaklaşık 9 km'yi bulan, K40°D genel doğrultulu 70°-80° KB'ya eğimli bir çizgisellik haritalanmıştır. Bölgede yüzlek veren Miyosen-Pliyosen yaş aralığındaki karasal kırıntılılar ve görsel karbonatların ilksel konumlarını kaybederek deformasyona uğramaları, neotektonik dönemin genişleme rejimi ürünü olan volkanik kayaların varlığı ve Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerinin askıda bırakılmış olmaları söz konusu çizgiselliğin aktivitesine ilişkin önemli saha bulgularıdır. Ayrıca Kızılören Mahallesi (Kızılviran) yerleşim alanı içerisinde söz konusu fay boyunca hidrotermal alterasyonlar gözlenmiştir. Sahada yapılan bu gözlemler neticesinde Kızılviran Fayı'nın aktif olduğu ve son depreme kaynaklık etmiş olabileceği değerlendirilmiştir. Jeolojik ve yapısal unsurlar dikkate alındığında Kızılviran Fayı'nın Kuvaterner döneminde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış çok sayıda deprem ürettiği gözlenmektedir. Fay uzunluğu ve karakteri dikkate alındığında, görgül bağıntılara göre, Mw 6,1 büyüklüğüne ulaşabilecek deprem üretme potansiyeline sahip olduğu söylenebilmektedir. Bölgesel anlamda deprem tehlikesinin belirlenmesine yönelik çalışmalara altlık oluşturması için, Kızılviran Fayı'nın Holosen dönemi deprem aktivitesi, deprem tekrarlanma aralığı, son depremden günümüze geçen süre gibi parametrelerinin belirlenmesi amacıyla paleosismoloji çalışmalarının yapılması önerilmektedir.

Gönderim Tarihi: 30.12.2022

Kabul Tarihi: 28.03.2023

Keywords:

Kızılviran Fault, Active Tectonics, Geomorphometric Indices, Seismicity, Central Anatolia

ABSTRACT

An earthquake of magnitude 5.1 occurred on November 8th, 2021 in Kızılören, which is approximately 30 km west of Meram, Konya. The Moment Tensor solutions obtained from seismology centres revealed that the source fault is a dip-slip normal fault character. The field studies after the earthquake revealed a linearity that passes through Kızılören is mapped, and it has a total length of approximately 9 km, with a general N40°E strike and 70-80°NW dip direction. The outcropped Miocene-Pliocene aged terrestrial clastic and lacustrine carbonate units in the region are structurally deformed by losing their original position, the presence of volcanic rocks that are the product of the extensional regime of the Neotectonic period, and the suspended Quaternary alluvial fans are important field findings regarding the activity of the proposed lineament. In addition to the findings above, hydrothermal alterations were observed along the lineament that

Received Date: 30.12.2022

Accepted Date: 28.03.2023

Atf Bilgisi: Elmacı, H., Doğan, A., Özalp, S., Tekin, S., Avcı, H. O. 2023. Kızılviran Fayı'nın jeolojik ve morfolojik özellikleri ışığında 8 Kasım 2021 Kızılören (Meram-Konya) Depremi (Mw 5,1) kaynak fayına ilişkin değerlendirmeler. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi 3, 1-24.

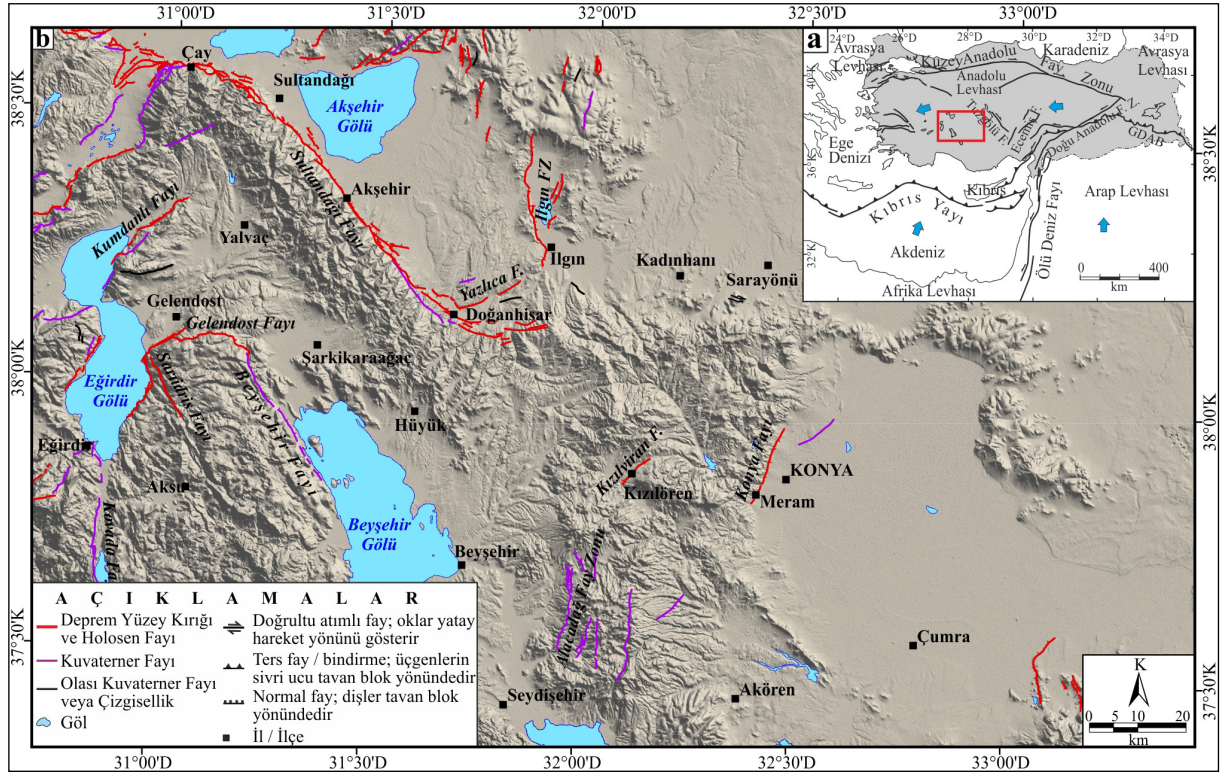
*Başvurulacak Yazar: Hasan ELMACI, hasan.elmaci@mta.gov.tr

passes through Kızılören (Kızılviran). It can be proposed in the light of the observations made in the field that the lineament is an active fault, which can be the source of the last earthquake. The geological and structural evidences are the proof of the Kızılviran Fault, which produced many earthquakes resulted in surface rupture during the Quaternary period. According to empirical relationships along with the fault length and character, it can be said that it has the potential to produce earthquakes that can reach up to Mw 6.1. It is recommended that paleoseismological studies be carried out in order to determine the parameters of the Kızılviran Fault for its Holocene earthquake activity, earthquake recurrence interval, elapsed time from the last earthquake, in order to form a basis for studies on the determination of regional earthquake hazard.

1. Giriş

8 Kasım 2021 günü saat 20:43'de Konya ili Meram ilçesinin yaklaşık 30 km batısında yer alan Kızılören Mahallesi'nde orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Konya başta olmak üzere 100 km yarıçaplı alanda yer alan il ve ilçe merkezlerinde de hissedilmiş ve Kızılören Mahallesinde orta derecede hasara neden olmuştur. Deprem sonrasında oluşan hasarlar daha çok Sefaköy ve Kızılören Mahallelerinde

yoğunlaşmış, 3 metruk binada tamamen olmak üzere 66 binada hasar meydana gelmiş ve 1 kişi ise yaralanmıştır. Hasarlar genellikle yapı kalitesinin ve mühendislik hizmetinin olmadığı binalarda meydana gelmiştir. Meram ilçesinin yaklaşık 30 km batısında meydana gelen deprem öncesinde haritalanmış herhangi bir diri fay bulunmamaktadır (Şekil 1). Merkez üssü göz önüne alınarak adlandırılan Kızılören depremi, Mw 5,1 büyüklüğünde ve 6,82 km odak derinliğinde meydana gelmiştir (Çizelge 1).



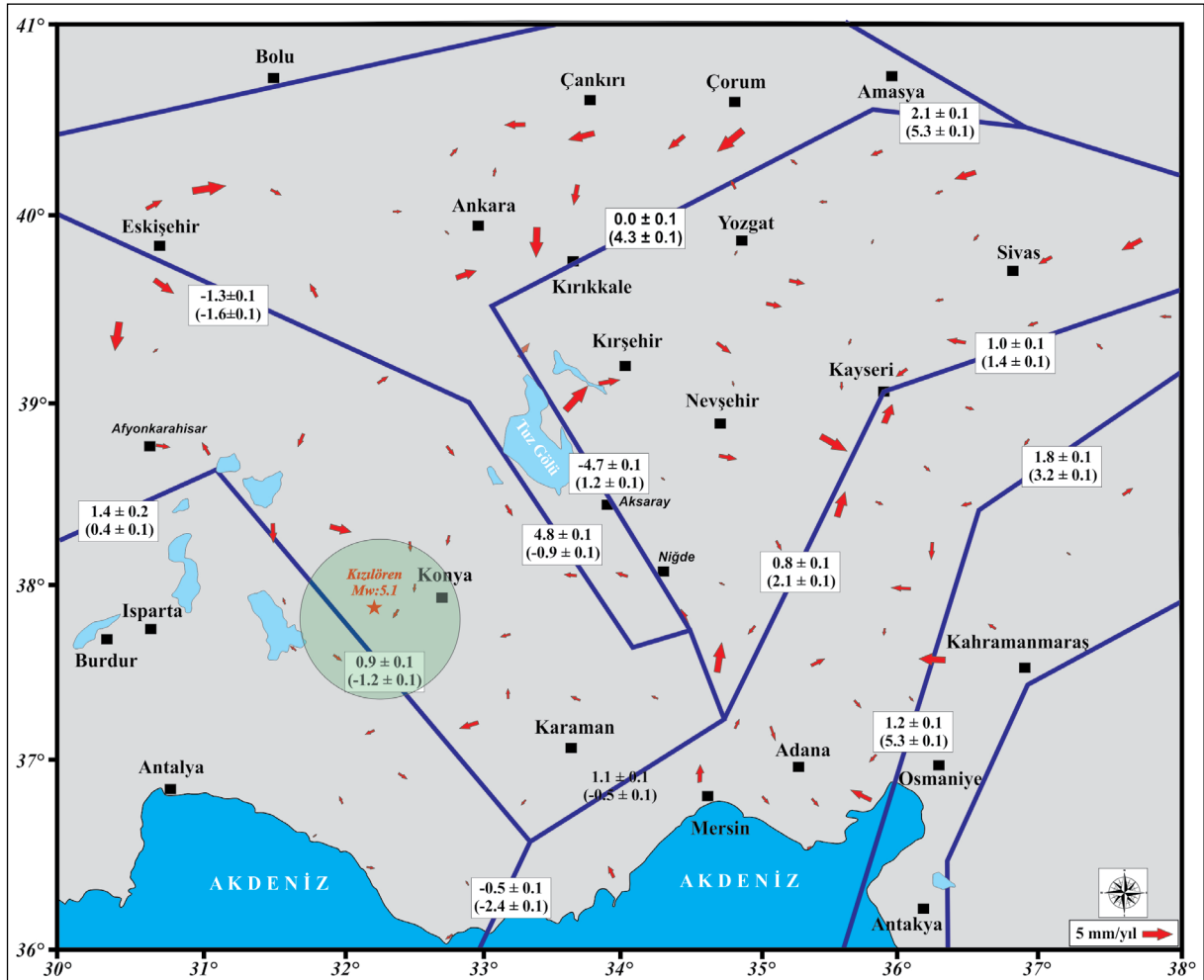
Şekil 1- a) Anadolu Levhası ve dolayının ana fay sistemleri (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şaroğlu vd., 1992; Westaway, 2003'ten değiştirilerek alınmıştır). Mavi oklar göreceli levha hareketlerini göstermektedir (McClusky vd., 2000). GDAB: Güneydoğu Anadolu Bindirmesi. b) Çalışma alanı ve yakın dolayının yerbulduru ve diri fay haritası. Kızılviran Fayı Elmacı vd. (2022) diğer diri faylar Emre vd. (2013) tarafından haritalanmıştır.

Bir başka deprem ise Ilgın Fay Zonu üzerinde 27 Temmuz 2011 tarihinde meydana gelen Mw 4,8 büyüklüğündeki depremdir. 8 Kasım 2021 Kızılören depreminin yakın dolayında ise 3 Ağustos 1972 tarihinde Ms 4,3 büyüklüğünde meydana gelen bir deprem bulunmaktadır (Şekil 3). Bölgede, görgül (ampirik) yaklaşımla, toplam uzunluğu dikkate alındığında büyüklüğü Mw 6,0 ve üzerinde deprem üretme potansiyeli olan kaynak zonların varlığı bilinmektedir (Emre vd., 2013, 2018).

2.2. Uzun ve Kısa Dönem Kayma Hızı

8 Kasım 2021 Kızılören Depremi'nin meydana geldiği Orta Anadolu Bölgesi kabuksal deformasyon

hızının görece olarak düşük olduğu bir bölgedir. Bu amaçla, Orta Anadolu bölgesi için yayınlanmış olan hız alanları alınmıştır (Aktuğ vd., 2013). Bölgesel GPS çalışmaları depremin meydana geldiği alanın yakın çevresinde yıllık kayma hızlarının 1 mm daha az olduğunu göstermektedir (Şekil 3). Bu değerler ülkemizde bulunan ve oldukça yüksele aktiviteye ve kayma hızına sahip sistemlerle karşılaştırıldığında görece olarak daha küçük olarak değerlendirilebilir. Bunlar yerel ölçekte düşünüldüğünde bölgede oldukça yüksek hasara neden olabilecek büyüklükte deprem üretme potansiyeline sahip aktif yapılar oldukları bilinmelidir.



Şekil 3- Avrasya plakası sabit alınarak elde edilen kayma hızları Aktuğ vd. (2013)'den değiştirilerek alınmıştır.

3. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı Türkiye'nin ana Alpin tektonik birliklerinden biri olan Torit-Anatolit Tektonik birimleri içerisinde yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bölgenin Neojen öncesi kaya birimlerini Özcan vd. (1989) Kütahya-Bolkardağ kuşağında; Eren (1993) çalışmasında otokton Gökçeyurt grubu ve allokton Ladik metamorfiterleri olarak tanımlamış ve Gökçeyurt grubunu Afyon zonu içerisinde Ladik metamorfiterlerini ise Tavşanlı zonu içerisinde; Okay ve Tüysüz (1999) Afyon Zonu içerisinde; Göncüoğlu (2011) ise aynı birimleri metamorfizma farklılıklarını dikkate alarak Kütahya-Bolkardağ kuşağında değerlendirmiştir. Ayrıca Şenel ve Pehlivan (2016), Ergen vd. (2021) ise Likya naplarının alt naplarından olan Bodrum napı içerisinde değerlendirmiştir.

İnceleme alanının temel kaya birimlerini, allokton konumlu Bodrum napına ait yeşilist derecesinde metamorfizma geçirmiş kaya birimleri oluşturur (Şenel, 1997). Temel kaya birimlerini Orta(?) -Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal ve gölssel çökeller ile bu çökellerle yanal ve düşey geçişli volkanitler açısız uyumsuz olarak örterler (Şenel ve Pehlivan, 2016). Bütün bu birimlerin üzerinde Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazeleri ve etek çökelleri açısız uyumsuz olarak yer almaktadırlar. Bu kapsamda Kızılviran kaynak fayına ait 1/25.000 ölçekli kuşak jeoloji haritası üretilmiş ve aktif fayın konumu haritalanmıştır (Şekil 4).

Bodrum Napı çalışma alanında Mezozoyik istifin Erken-Orta Triyas yaşlı Katarası formasyonu, Orta Triyas-Geç Jura yaşlı Kayaköy dolomiti, Orta Jura-Kretase yaşlı Göçgediği formasyonu ile temsil edilmektedir. Çalışma alanında gözlenmeyen ancak bölgede yüzlekler veren Geç Permian yaşlı Eldeş formasyonu bu Mezozoyik istifin Paleozoyik temelini oluşturmaktadır. Aynı şekilde çalışma alanının güneydoğusunda Geç Kretase yaşlı filiş karakterli Karaböğürtlen formasyonu ile Bodrum napına ait kaya birimleri sonlanmaktadır. Bölgede bu kaya birimlerini Geç Kretase yaşlı Hatip ofiyolitik melanjı ile Çayırbağı ofiyoliti tektonik olarak üzerlemektedir.

Çalışma alanında Neotokton örtü kaya birimlerini, Orta (?) -Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı,

marn ve volkanitlerden oluşan Dilekçi formasyonu ve andezit, dasit, riyolit, riyodasit, ignimbirit, aglomera ve tüflerden oluşan Erenlerdağ volkanitleri oluşturmaktadır. Çalışma alanının stratigrafisi tüm bu kaya birimlerini açısız uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpaze ve etek çökelleri ile son bulmaktadır (Şekil 4 ve 5).

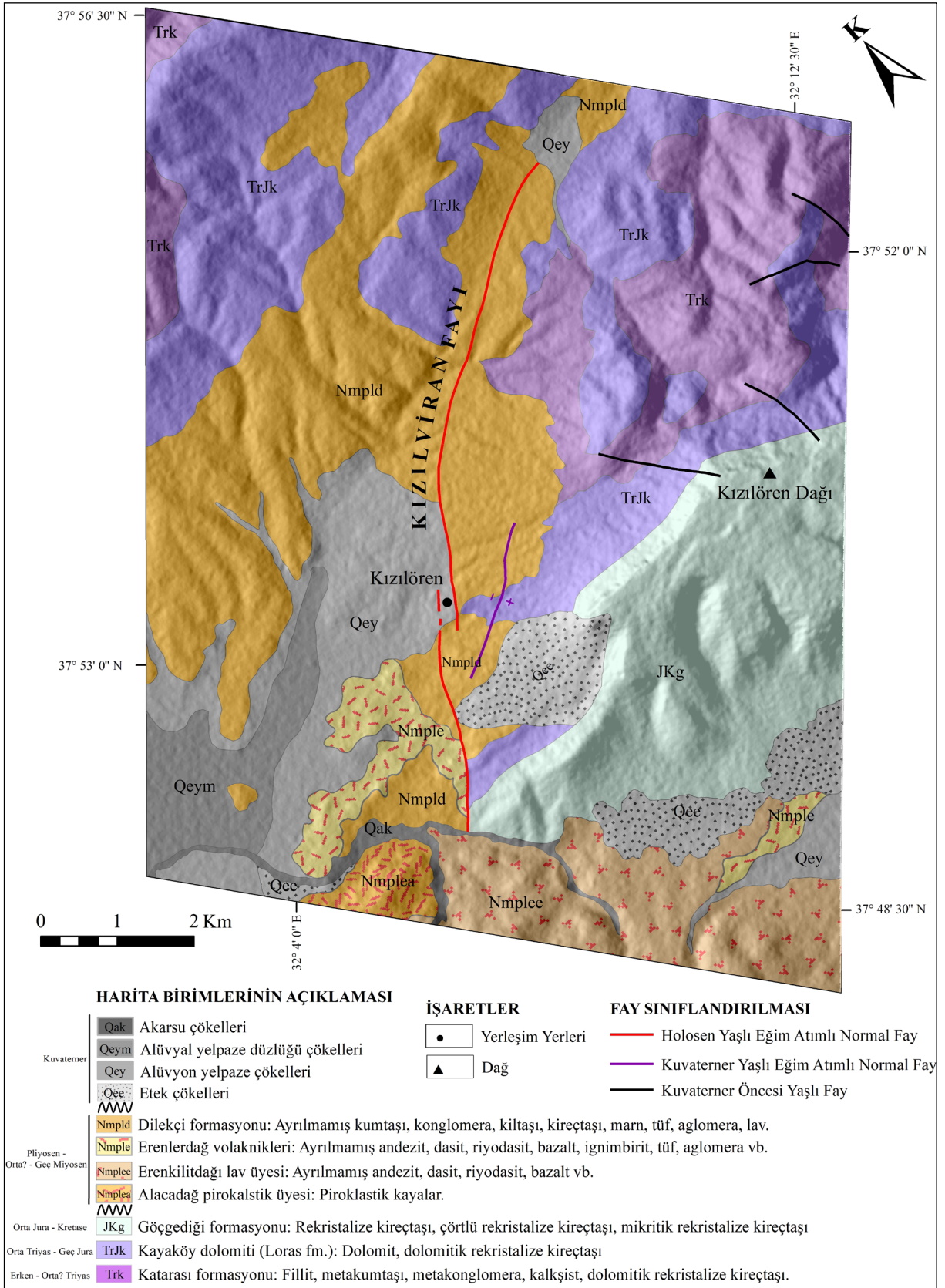
3.1. Kızılviran Fayı ve Yakın Dolayının Jeolojisi

Kızılviran Fayı ve civarındaki temel kaya birimlerini Erken-Orta Triyas yaşlı kırmızı, mor renkli metakumtaşı, metaçakıltaşı, fillitler ile gri, koyu gri, mavimsi renkli rekristalize kireçtaşı ve dolomit mercikleri içeren Katarası formasyonu, Orta Triyas-Geç Jura yaşlı gri renkli, orta-kalın tabakalı rekristalize kireçtaşı ve dolomitik rekristalize kireçtaşlarından oluşan Kayaköy dolomiti, Orta Jura-Kretase yaşlı gri, beyazımsı renkli, orta-kalın tabakalı, rekristalize kireçtaşı, çörtlü rekristalize kireçtaşı ve çörtlü mikritlerden oluşan Göçgediği formasyonu oluşturmaktadır. Bu temel kaya birimlerini Orta (?) -Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı gölssel karbonatlardan ve kırıntılardan oluşan Dilekçi formasyonu ile lav ve piroklastiklerden oluşan Erenlerdağ volkanitleri açısız uyumsuzlukla örterler. Tüm bu kaya birimlerini açısız uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı Alüvyon yelpazesi/yelpaze düzlüğü ve Etek çökelleri ise fay tarafından daha yaşlı kaya birimleri ile yan yana getirilmişlerdir (Şekil 4).

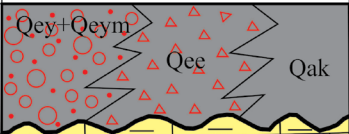
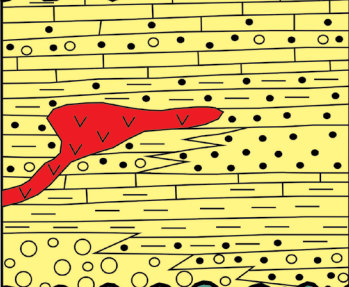
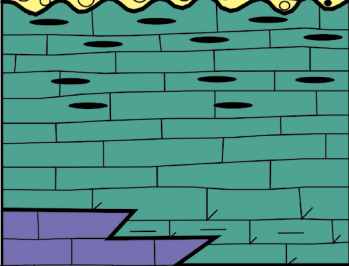
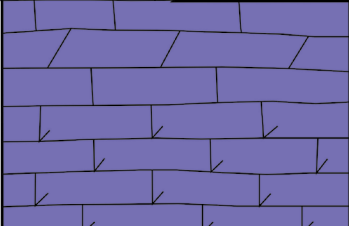
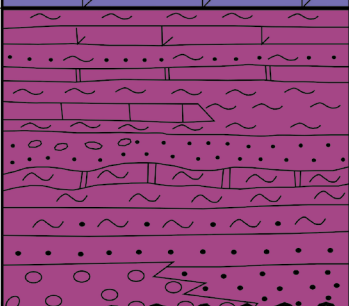
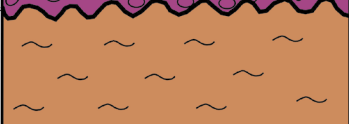
3.1.1. Katarası Formasyonu (Trk)

Kırmızı, mor renkli metakumtaşı, metaçakıltaşı, fillitler ile gri, koyu gri, mavimsi renkli rekristalize kireçtaşı ve dolomit mercikleri içeren birim, ilk kez Demirtaşlı (1967) tarafından tanımlanmış ve Umut (2009), Şenel ve Dalkılıç (2016) bu adlamaya bağlı kalmışlardır. Buna karşılık, aynı birim Özcan vd. (1990) tarafından Ardıçlı formasyonu, Göğer ve Kırıl (1973) ile Eren (1993) tarafından Aladağ formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4).

Katarası formasyonu genel olarak bordo, kırmızı, yeşil, kahverenkli metakonglomera, sarımsı, gri, koyu gri renkli kalkışit, ince tabakalı dolomitik rekristalize kireçtaşı, mor-kırmızı renkli fillit ve sarımsı, kahverengimsi renkli ince-orta yapraklanmalı



Şekil 4- Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (Şenel ve Pehlivan, 2016'dan değiştirilerek alınmıştır).

Yaş	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner		Akarsu kanal çökelleri (Qak) Alüvyon yelpaze çökelleri (Qey) Alüvyal yelpaze düzlüğü (Qeym) Etek çökelleri (Qee) — Açısal uyumsuzluk
Pliyosen Orta (?) - Geç Miyosen		Erenlerdağ volkanitleri (Nmple) andezit, dasit, riyolit, tüf, tüfit, aglomera, ignimbirit, piroklastikler Dilekçi formasyonu (Nmpld) çakıltaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı, silttaşı, çamurtaşı, linyit, andezit ve bazalt bileşimli lav, piroklastikler — Açısal uyumsuzluk
Orta Jura-Kretase		Göçgediği formasyonu (JKg) kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, çört — Geçişli
Orta Triyas-Geç Jura		Kayaköy dolomiti (TrJk) Dolomit, dolomitik kireçtaşı — Uyumlu
Erken-Orta (?) Triyas		Katarası formasyonu (Trk) mor, kırmızımsı renkli fillit, metakonglomera, metakumtaşı, kalkşist, ince mermer düzeyleri, dolomitik rekristalize kireçtaşı, metaşeyl — Açısal uyumsuzluk
Permiyen yaşlı temel		Edeş Formasyonu rekristalize kireçtaşı, dolomit, kuvarsit, metaşeyl, kalkşist, grafitşist

Şekil 5- Çalışma alanının stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

kuvarşistlerden oluşur. Metakonglomeralarda çakıllar genellikle kuvarsit, çört, dolomit çakılları içermekte olup boylanması orta, yuvarlaklanması orta-iyi derecedir. Birimin üst bölümlerinde metakırıntılılar azalmakta, ince-orta tabakalı gri, koyu gri renkli dolomitlere geçiş göstermektedir. Bu üst seviyelerde gri, sarımsı renkli orta-kalın tabakalı oolitik rekristalize kireçtaşları gözlenmektedir. Birim yer yer kırmızımsı renkli, ince-orta tabakalanmalı metakumtaşı ve metaşeyl ara seviyeleri kapsar (Ergen vd., 2021).

Katarası formasyonu daha yaşlı Eldeş formasyonu üzerine açısız uyumsuz olarak gelmektedir (Özcan vd., 1990; Ergen vd., 2021). Birim üstten uyumlu olarak Kayaköy dolomitine geçiş göstermektedir (Şekil 5). Özcan vd. (1990) birimin yaşını Erken Triyas, Özgül (1997) Erken-Orta? Triyas yaşlarını vermişlerdir. Formasyon, karasal ortam şartlarının zaman zaman etkin olduğu gel-git, sığ şelf, şelf kenarı, sınırlı platform ortamında çökelmiştir (Şenel ve Pehlivan, 2016).

3.1.2. Kayaköy Dolomiti (TrJk)

Gri renkli, orta-kalın tabakalı metakarbonatlardan oluşan birim, Batı Toroslar'da ilk kez Şenel vd. (1994) tarafından Kayaköy dolomiti olarak tanımlanmıştır. Buna karşılık aynı birim, Göger ve Kıral (1973) tarafından Lorasdağı kireçtaşı ve Kızılören dolomiti; Özcan vd. (1990) tarafından Loras formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4).

Formasyonun litolojilerini gri, koyu gri, beyazımsı renkli yer yer kahve-kızıl ayrışma renkli, metaçört tabakalı seviyeler izlenen rekristalize kireçtaşı, dolomitik rekristalize kireçtaşı ve dolomitler oluşturur. Alt seviyelerinde tabakalanma belirgin olup koyu gri renkli dolomitler baskındır. Bazı seviyelerde lamine bir yapı sunarlar. Yer yer yaygın breşik dokuya sahiptir. Formasyonun değişik düzeylerinde izlenen tabakalanmayla uyumlu metaçörtler gri, siyah, beyaz renklidirler (Eren, 1993).

Kayaköy dolomiti alttaki Katarası formasyonu ile uyumlu olup üzerine gelen Göçgediği formasyonu ile geçişlidir (Şekil 5). İnceleme alanında birim, Neojen yaşlı karasal çökeller tarafından açısız uyumsuz olarak da örtülmektedir. Formasyonun yaşları Orta Triyas-Geç

Jura olarak verilmektedir (Özcan vd., 1990; Ergen vd. 2021). Birim, sığ, sıcak ve duraylı bir karbonat platformunda çökelmiştir (Eren, 1993).

3.1.3. Göçgediği Formasyonu (JKg)

Çörtlü mikritik rekristalize kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Göger ve Kıral (1973) tarafından Midostepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Özcan vd. (1990) tarafından da aynı adla incelenen birim için Şenel ve Dalkılıç (2016) Likya naplarında 1989 yılında tanımladığı Göçgediği formasyonu adlamasını kabul etmiştir (Şekil 4).

Birim, gri renkli rekristalize kireçtaşı ve çörtlü mikritik rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin alt seviyeleri orta-kalın tabakalı rekristalize kireçtaşlarından oluşmakta olup üst seviyelere doğru çörtlü rekristalize kireçtaşı düzeylerine ve pembemsi renkli çörtlü mikritik rekristalize kireçtaşlarına geçmektedir. Erime boşluklu, bol kırık ve çatlaklıdır.

Göçgediği formasyonu, altındaki Kayaköy dolomiti ile geçişli olup üzerine ise Karaböğürtlen formasyonu (çalışma alanı dışında) uyumsuz olarak gelmektedir. Çalışma alanında ise birimi, Neojen yaşlı volkanitler ve kuvaterner yaşlı çökeller açısız uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 5). Kızılören mahallesinin güneybatı kesimlerinde ise aktif fayla sınırlanmaktadır. Birimin yaşları, Orta Jura-Kretase olarak belirlenmiştir (Özcan vd., 1990; Ergen vd., 2021). Kayatürü özellikleri ve fosil kapsamı, formasyonun derin şelf kenarından açık denize kadar olan alanda çökeldiğini göstermektedir (Şenel vd., 1994).

3.1.4. Dilekçi Formasyonu (Nmpld)

Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı (alüvyal yelpaze ve gölsel çökeller) ile volkanik kökenli kayaçlar ilk kez Göger ve Kıral (1973) tarafından Dilekçi formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4).

Formasyonun tabanında alüvyon yelpaze ortamında gelişmiş kırmızımsı-bordo, gri, kahve renkli konglomera, çamurtaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşan seviye yer almaktadır. Gölsel havzanın iç kesimlerine doğru kireçtaşı, killi kireçtaşı, çamurtaşı,

marn-çamurtaşı araldanması ve bunlara bazik, ortaç ve asidik volkanizmanın eşlik ettiği tortullar çökelmiştir. Bu seviyeler içinde düşük kalorili kömür düzeyleri izlenir. Formasyon, üstte karbonat ve volkanitlerle sonlanır. Birimin yer yer tuf, tüfit, ignimbirit seviyeleri içerdiği Özcan vd. (1990) tarafından belirtilmektedir. Bu kaya türleri birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçiş gösterir (Şenel ve Pehlivan, 2016). Birim içindeki piroklastikler ve lavlar ayırtılabildiği yerlerde üyelere ayrılarak tanımlanmıştır.

Birim kendinden yaşlı bütün kaya birimlerini açısız uyumsuzlukla örtmektedir. Kuvaterner yaşlı genç çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 5). Yanal yönde Erenlerdağı volkanitleri ile geçişlidir. Birimin yaşı Özcan vd. (1990)'a göre Orta?-Geç Miyosen-Pliyosen yaşındadır. Birim alüvyon yelpazesi, örgülü akarsu ve göl ortamında çökelmiştir.

3.1.5. Erenlerdağı Volkanitleri (Nmple)

Andezit, dasit, riyolit, riyodasit, ignimbirit, aglomera ve tüflerden oluşan birim, Özcan vd. (1990) tarafından Erenlerdağı volkanik karmaşığı olarak adlandırılmıştır. Özcan vd. (1990) bu birimi lav üyesi ile tuf ve aglomera üyesi olmak üzere iki üyeye ayırmıştır. Şenel ve Dalkılıç (2016) ise Erenlerdağı volkanitleri olarak kabul ettikleri birimi Alacadağ piroklastik üyesi ve Erenkilitdağı lav üyesi olarak iki üye altında incelemiştir (Şekil 4).

Erenlerdağı volkanitleri temel kaya birimlerini açısız uyumsuz olarak örtmektedir. Birim, yanal yönde Dilekçi formasyonu ile giriklik gösterir. Ancak bu volkanizmanın daykları, piroklastikleri ve görsel birimlerin yer aldığı Dilekçi formasyonunu kestiği gözlenmiştir (Şenel ve Pehlivan, 2016). Çalışma alanında Kızılören mahallesinin güneybatısında temel kaya birimleri ile Erenlerdağı volkanitlerini Kızılviran Fayı yan yana getirmektedir.

Erenkilitdağı Lav Üyesi (Nmplee): Andezit, dasit, riyodasit, riyolit ve bazalt gibi kaya türlerinden oluşan birim çalışma alanında lav akıntuları ve domlar halinde gözlenmektedir. Erenkilitdağı lav üyesine ait birimler plajiyoklas, ojit, ortopiroksen, çeşitli kalsik amfiboller, biyotit ve flogopit ile az miktarda kuvars ve olivin içermekte olup, orta ve yüksek derecede

potasyumlu kalk-alkalen seriye aittirler (Temel, 1998) (Şekil 4).

Erenkilitdağı lav üyesi Hüyük ve Beyşehir civarlarında Sultandağları Birimi'ne ait kaya birimlerini ve Miyosen-Pliyosen yaşlı çökelleri kesmektedir (Ergen vd. 2021). Erenkilitdağı lav üyesine ait andezitlerde amfibol minerallerinden 40Ar/39Ar yöntemiyle 8,56 My (Tortoniyen) plato yaşı, aynı birim içinde yer alan dasitlerden ise yine, 40Ar/39Ar yöntemiyle 11,20 My (Tortoniyen) radyometrik yaş elde etmişlerdir (Ergen vd., 2021).

Koç (2013) doktora tezinde aynı volkanitlerden 40Ar/39Ar yönetimiyle Ilgın Havzası'nda 11,8-11,6 My, Altınapa Havzası'ndan ise 11,54-11,67 My radyometrik yaşlar elde etmiştir. Birimden ayrıca K/Ar yöntemine göre 10,9-3,35 My (Geç Miyosen-Pliyosen) (Keller vd., 1977; Besang vd., 1977) yaşları elde edilmiştir. Tüm bu verilere göre Erenkilitdağı lav üyesinin yaşı Geç Miyosen-Pliyosen'dir.

Alacadağ Piroklastik Üyesi (Nmplea): Birim beyaz, kirli beyaz, pembe, krem, soluk yeşil renkli tuf, tüfit, ignimbirit ve aglomeralardan oluşur (Şekil 4). Tuf ve tüfitler genellikle beyaz, pembemsi renklerde olup, ince-çok kalın tabakalanmalıdır. Az-orta sertlikte ve ince-kaba tanelidir. Yer yer Erenkilitdağı lav üyesine ait çakıl ve blok boyutunda malzemeler içermektedir. Aglomeralar beyaz, bej renkli olup masif görünümlüdür. Orta sıkı, yer yer gevşek tutturulmuş olan aglomeralarda çakıl, blok boyutlu parçaların çoğu dasit/andezit çakıl ve blokları olup, kül boyutunda malzemeler ile tutturulmuşlardır. Yer yer tüfler ile araldanmalar sunmaktadırlar. İgnimbiritler beyaz, krem renkli olup plajiyoklas, kuvars ve pomza parçalarından oluşmaktadır. Pomzalar kayaçta önemli oranda yer almakta olup bol gaz boşlukludur.

Birim, Dilekçi formasyonu ile yanal yönde giriklik gösterir (Şenel ve Pehlivan, 2016). Erenkilitdağı lav üyesi ile yanal ve düşey yönde giriklik göstermektedir (Ergen vd., 2021). Birimin yaşı Geç Miyosen-Pliyosen'dir. Birime ait tüfitler litolojik ve sedimantolojik özelliklerinden dolayı sığ ve açık göl ortamında çökelmiştir (Özkan, 2017). Bu birimler Geç Miyosen-Pliyosen volkanizmasına bağlı olarak

etkinleşen volkanik püskürmeler sonucu açığa çıkan piroklastik malzemenin sulu ortamda çökmesi sonucu oluşmuş olmalıdır.

3.1.6. Kuvaterner Çökelleri (Qe)

Morfolojik özelliklere göre ve tektonizmadan etkilenen sarplık bölgelerde, fayların önündeki yamaçlarda biriken genel olarak polijenik, kötü boylanmalı, köşeli-yarı köşeli, tutturulmamış veya yarı tutturulmuş çakıllardan ve çakıcıklardan oluşan Etek çökelleri (Qee) olarak tanımlanmışlardır. Bunlar çalışma alanında özellikle vadi ve dağ yamaçlarında (yamaç döküntüleri), dağ eteklerinde dağ eteği birikintileri ve etek yelpazeleri şeklinde dağılım sunmaktadırlar. Bu çalışmada genel anlamda etek çökelleri olarak değerlendirilmiştir. Çalışma alanında diğer Kuvaterner yaşlı birimler Alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleridir. Alüvyon yelpazesi çökelleri derelerin akış hızına bağlı olarak gelişmiş, tutturulmamış veya çok gevşek tutturulmuş polijenik, blok, çakıl, kum, silt, kil gibi tanelerden oluşmuştur. Akarsuların akış hızının azaldığı alanlarda çakıllı kum, kum, silt ve mil boyutunda tanelerden oluşan Alüvyal yelpaze düzlük çökelleri olarak yayılım sunmaktadır. Bu alanlar Kızılıören güneybatısındaki düzlüklerde dağılım gösterirler. Yelpaze çökelleri, Alüvyon yelpazesi çökelleri (Qey) ve Alüvyal yelpaze düzlüğü çökelleri (Qeym) olarak tanımlanmışlardır. Akarsu kanal çökelleri (Qak) ise güncel derelere bağlı olarak gelişen çakıl, kum, silt ve mil gibi tanelerin birikiminden oluşan tutturulmamış, gevşek malzemelerdir (Şekil 4).

4. Bölgesel Aktif Tektonik Özellikler

Sağ yanal Kuzey Anadolu Fayı (KAF), sol yanal Doğu Anadolu ve Ölü Deniz Fayları (DAF, ÖDF) ve Ege-Kıbrıs aktif dalma batma zonu, Anadolu mikro-levhası ve dolayının şekillenmesinde ana rolü üstlenen neotektonik yapılarıdır. İnceleme alanı, günümüzde kıtasal parçalanmanın aktif olarak devam ettiği Anadolu mikro-levhası üzerinde, Ege ve Kıbrıs yaylarının birleştiği bir alanda bulunmaktadır (Angelier vd., 1981; Koçyiğit, 1984; Westaway, 1990; Taymaz vd., 1991; Price ve Scott, 1994; Görür vd., 1995). Bu parçalanmaya Afrika plakasının Ege ve Kıbrıs yayları altına dalma hızındaki farklılık neden

olmaktadır (McKenzie, 1972, 1978; Barka vd., 1997). Türkiye'nin genel tektonik konumu Arap ve Afrika levhalarının Anadolu levhası ile çarpışmasının bir sonucudur. Geç Miyosen-Pliyosen döneminde başlayan bu çarpışma Anadolu mikro-levhasını saatin tersi yönünde KAF ve DAF aracılığı ile batıya doğru dönerek hareket etmeye zorlamıştır (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Barka vd., 1997; Bozkurt, 2001). Anadolu levhasının batı yönlü bu hareketi, Batı Anadolu'da yön değiştirerek güneybatıya dönmekte ve Ege Denizi ile güneybatı Türkiye'de gerilme tektoniğine ve horst-graben sistemlerinin oluşumuna neden olmaktadır (McKenzie, 1972; Şengör, 1980). İçsel karmaşıklığına rağmen, bölgedeki GPS ölçümleri Anadolu plakasının batıya doğru yılda 15-30 mm hızla saatin tersi yönünde hareket eden bir kütle olduğu fikrini desteklemektedir (Oral vd., 1995; Reilinger vd., 1997, 2006; McClusky vd., 2000). Ancak bu hareket batıda bulunan Rodop bloğu tarafından engellenmekte ve Anadolu bloğunun kuvvetli bir içsel deformasyona uğramasına neden olmaktadır (Şengör, 1980). Ancak öte yandan bazı paleomanyetik veriler batı Türkiye'deki bazı alanların saat yönünde hareket ettiğini göstermektedir (Westaway, 1990). Kaçış tektoniği olarak tanımlanan bu dönemde, Doğu Anadolu sıkışmalı ve Batı Anadolu açılmalı tektonik rejimleri arasında yer alan Orta Anadolu'da doğrultu atımlı, normal ve ters faylarla karşılanan karmaşık bir güncel deformasyon izlenir.

Isparta Açısı (Blumenthal, 1963), Anadolu levhasının batıya kaçış tektonik rejimi içinde çalışma alanındaki en önemli tektonik yapıdır (McKenzie, 1978; Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1985; Boray vd., 1985; Taymaz ve Price, 1992; Barka vd., 1995; Glover ve Robertson, 1998; Robertson, 1998; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Över vd., 2010; Emre vd., 2018). Genel geometrisi, V şeklinde güneye bakan bir yay ile karakterize edilen (Emre vd., 2003) Isparta Açısı'nın doğu kesimi 150 km uzunlukta ve 35 km genişlikte sinüzoidal bir geometri sunan Afyon-Akşehir graben sistemi tarafından sınırlanır. Afyon-Akşehir graben sistemi oldukça parçalıdır. Bu graben sisteminin en önemli yapısı, 100 km uzunluğundaki Sultandağı Fayı (Şengör vd., 1985) aynı zamanda Isparta Açısı'nın da ana tektonik elemanıdır. Bölgedeki bir diğer önemli neotektonik dönem yapıları ise Konya havzasında yer

alan eğim atımlı normal fay karakterindeki Hotamış Fay Zonu ile Nasuhpınarı, Seyithacı ve Konya faylarıdır (Koçyiğit, 2005; Emre vd., 2013). Bunlardan özellikle Seyithacı Fayı üzerindeki paleosismolojik veriler, bu tip fayların büyük depremler sırasında yüzey kırılmaları üretebilen düşük kayma hızına sahip normal faylar olduğunu ortaya koymaktadır (Özalp vd., 2011).

Çalışma alanı ve yakın dolayında Orta Miyosen-Erken Pliyosen'de D-B ve KB-GD doğrultulu grabenlerin oluşumu ile yaklaşık K-G yönlü genişleme ve bu genişlemeye bağlı olarak volkanizma faaliyeti başlamıştır (Şekil 6). Eski havza dolgu çökellerini kıvrımlanma ve bindirme yoluyla deforme eden KD-GB yönlü sıkıştırılmayı takiben, Pliyosen'in sonlarında DKD-BGB doğrultulu genişlemenin ikinci bir periyodu başlamış ve günümüze kadar devam etmiştir (Aksoy, 2019). Bu dönem içerisinde gelişmiş olan Kızılviran Fayı, çok az sol yanal doğrultu atım bileşenine sahip eğim atımlı normal bir fay olarak izlenmektedir (Şekil 6).

Konya'nın batı-güneybatı kesiminde yer alan çalışma alanı, İç Anadolu Bölgesi'nin güneybatısında bulunmaktadır (Şekil 1). Bölgede, KB-GD uzanımlı Afyon-Akşehir graben sisteminin 28 km uzunluğundaki K-G doğrultulu ve 67°D eğimli, normal nitelikli Ilgın Fay Zonu ile 14 km uzunluğunda, K65°D doğrultulu sağ yanal doğrultu atım bileşeni baskın olan Yazlıca Fayı; 17 km uzunluğunda, K28°D doğrultulu, 75-80°GD eğimli, normal nitelikli Konya Fayı; 30 km uzunlukta, K-G doğrultulu, 62°B eğimli, normal nitelikli Altınekin Fayı; 27 km uzunluğunda, K-G doğrultulu, açılma çatlağı nitelikli Alacadağ Fay Zonu önemli aktif tektonik unsurlardır (Şekil 1; Emre vd., 2013, 2018). Öte yandan çalışma alanının içinde yer aldığı bölgenin, genel olarak stratigrafik birimlerinin yapısal konumlarını ve bunların farklı dönemlerdeki tektonik olaylardan etkilenmesini ve aktif fayların şekillendirdiği morfoloji, ölçeksiz enine kesit ile gösterilmiştir (Şekil 6).

4.1. Kızılviran Fayı ve Saha Gözlemleri

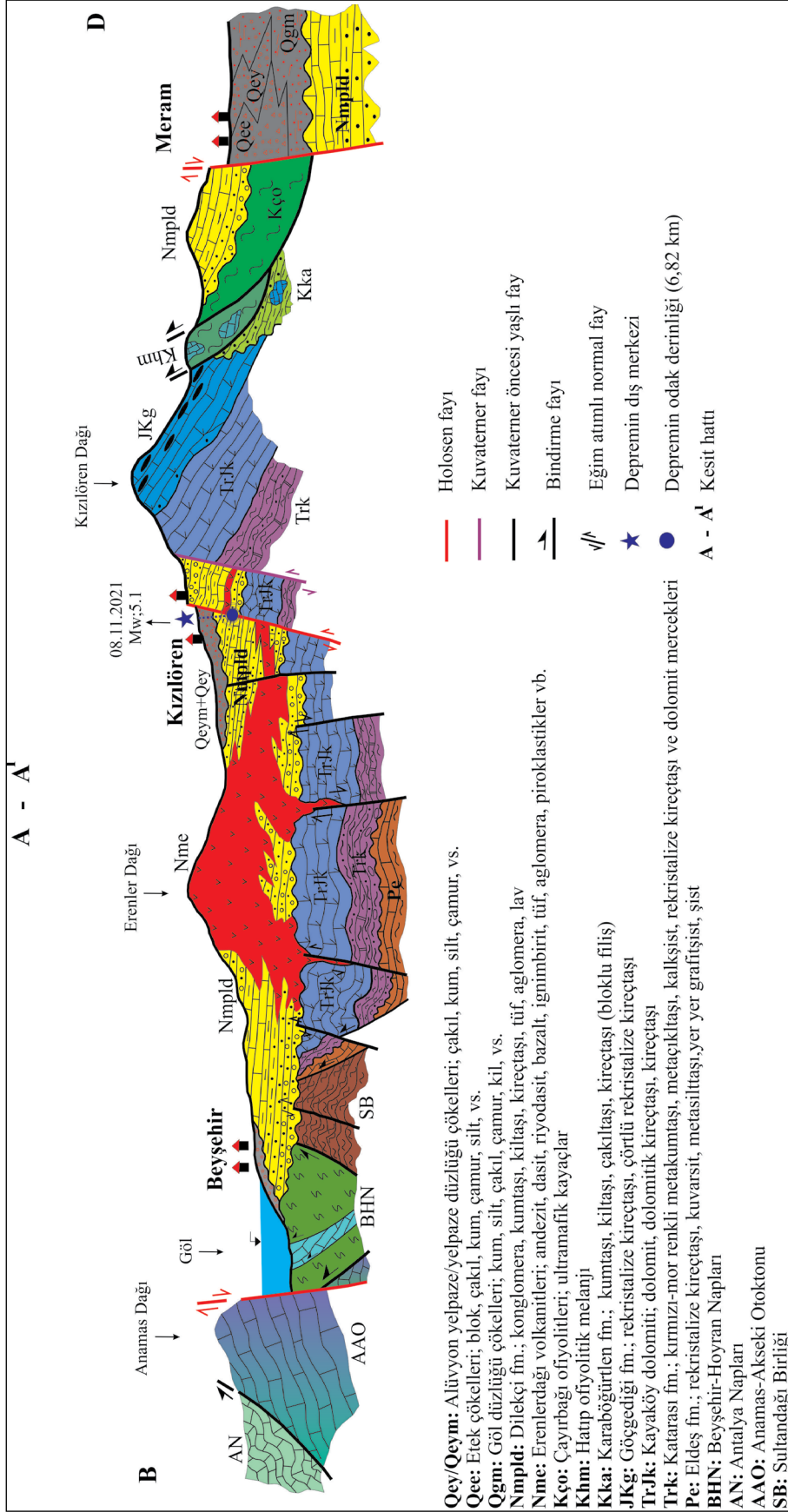
Meydana gelen depremin dışmerkezi, Konya'ya 30-35 km uzaklıktadır (Şekil 2). Yapılan ilk değerlendirmede, Türkiye Diri Fay Haritası (Emre vd., 2013) üzerinde Meram (Konya) depremine kaynaklık

edecek bir fayın bulunmadığı görülmüştür. Bununla birlikte, Meram (Konya) Depremi'nin geliştiği bölgede Eren (2000) tarafından bazı aktif tektonik yapılar tanımlanmaktadır. Gürbüz vd. (2021) ise çalışma alanında Kızılören fayı olarak adlandırdıkları aktif bir yapıyı haritalamışlardır. Deprem sonrasında yapılan hava fotoğrafı incelemesi ve saha gözlemleri Kızılören Mahallesi dolayında KD-GB doğrultusunda uzanan ve aktif olarak tanımlanabilecek bir fayın varlığını ortaya koymaktadır. Tarafımızca yapılan değerlendirmeler ve arazi çalışmaları sonucunda elde edilen bulgular sonucunda, depremin kaynağı olarak değerlendirilen ve Kızılviran Fayı olarak adlandırılan (Elmacı vd., 2022) kaynak faya ilişkin bulgular bu makalede detaylı olarak açıklanmıştır.

Kızılviran Fayı; 9 km uzunluğunda, K55-65°D genel doğrultulu ve 75-80°KB'ya eğimli normal bir faydır (Şekil 4). Deprem sonrasında yapılan saha gözlemlerinde Kızılviran Fayı'na ilişkin önemli yapısal ve morfolojik bulgular elde edilmiştir (Şekil 7). Fay, Kızılören Mahallesinin yaklaşık 2,5 km GB'sından başlar ve genellikle temel birimler ile Miyosen-Pliyosen yaşlı ayrılmamış (kumtaşı, konglomera, kiltası, kireçtaşı, marn, tüf, aglomera ve lav) birimler ve yer yer Kuvaterner yaşlı birimler arasında dokanak oluşturur (Şekil 4 ve 7). Fay, özellikle bu bölümden başlayarak Kızılören Mahallesi yakın KD'suna kadar olan alanda morfolojik olarak fay dikliği şeklinde belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 7a ve 7b). Neotektonik dönemin genişleme rejimi ürünü olan volkanik kayaların varlığı ve Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerinin ve bazı derelerin askıda kalmış (yaklaşık 7-8 m) olmaları söz konusu çizgisel uzanımlı morfolojik sarplığın fay denetiminde gelişmiş olabileceğine ait önemli saha bulgularıdır (Şekil 7a-c). Ayrıca fay boyunca yer yer hidrotermal sıvamalar ve alterasyonlarda gözlenmiştir (Şekil 7d ve 7e). Fay boyunca yapılan arazi çalışmaları sonucunda, faya ilişkin yapısal unsurlarda gözlenmiştir. Gözlenen en önemli yapısal unsur fay düzlemine ilişkin saha bulgularıdır (Şekil 7e).

4.2. 8 Kasım 2021 Meram (Konya) Depremi (Mw 5,1)

Sismoloji kurumlarının kayıtlarına göre (Çizelge 1), 08 Kasım 2021 tarihinde Meram (Konya)'ın yaklaşık 30 km batısına rastlayan alanda yerel saat ile 20:43'de aletsel büyüklüğü (Mw) 5,1 olarak



Şekil 6- Çalışma alanının da yer aldığı Meram-Beyşehir arasında kalan bölgenin ölçeksiz enine A-A' kesiti (Kesit hattı için Şekil 1'e bakınız).

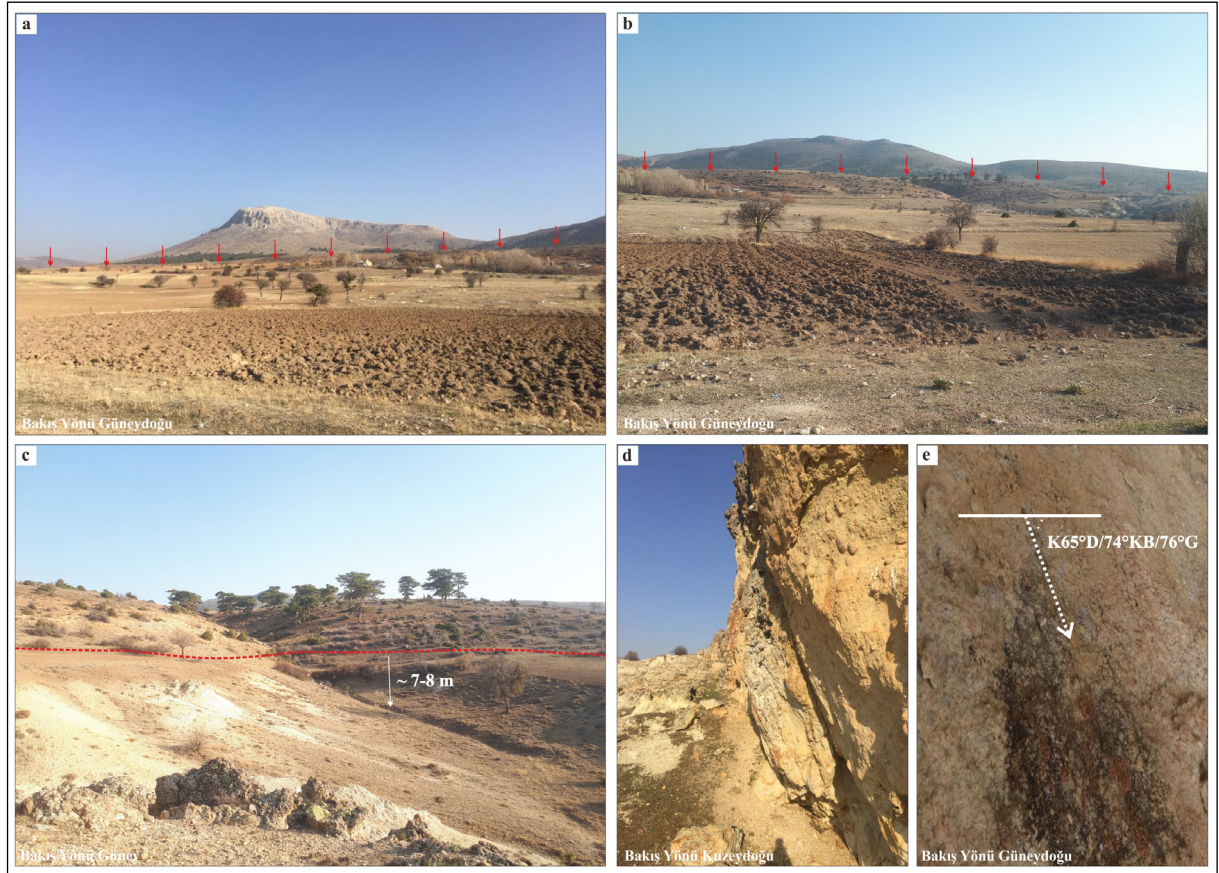
kaydedilen bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1 ve 8). AFAD kayıtlarına göre, söz konusu depremin koordinatı 37,8618K - 32,1165D, odak derinliği ise 6,82 km olarak verilmektedir (Çizelge 1). Antalya, Aksaray ve Isparta başta olmak üzere, çevredeki birçok il ve ilçede de hissedilen depremde bazı binalarda hasar gelişmiştir.

8 Kasım 2021 tarihinde Meram (Konya)'da meydana gelen deprem ve artçı şoklarının yeri Şekil 8a'da gösterilmiştir. Depremin merkez üssü, Meram (Konya) ilçesinin yaklaşık 30 km batısına rastlayan bir alanda bulunmaktadır. Depremin merkez üssünün bulunduğu alanın yaklaşık 25 km doğusunda 17 km uzunluğunda, eğim atımlı normal fay karakterinde, K28°D doğrultulu, 75°-80° GD eğimli olan Holosen yaşlı Konya Fayı ile 20 km güneyinde 27 km uzunluğunda, açılma çatlağı karakterinde, K-G doğrultulu Kuvaterner yaşlı Alacadağ Fay Zonu yer almaktadır (Şekil 2). Mw 5,1 büyüklüğündeki ana

şokun çeşitli sismoloji kurumları tarafından önerilen hızlı fay düzlemi çözümlerine göre kaynak fayın KD-GB veya KB-GD uzanımlı normal bir faydan kaynaklanmış olabileceği değerlendirilmiştir (Şekil 8).

5. Jeomorfometrik İndisler

Yaklaşık son 50 yıl içinde gelişen bir yöntem olan paleosismoloji araştırmaları, Kuvaterner döneminde (son 2.588.000 yıl), yüzey kırığı oluşturmuş diri faylar üzerinde yapılmaktadır (McCalpin, 2009). Yerleşim yerlerinin yoğun olmadığı seyrek nüfusa sahip bölgelerde özellikle kazı imkânı bulunmayan alanlarda, bazen sedimanter çökellerin ve bunların üzerine baskı yapan erozyon ve iklimsel süreçlere rağmen korunmuş jeomorfolojik özelliklerin araştırılması önem kazanmaktadır (Burbank ve Anderson, 2001; Bull, 2007). İklim olarak yarı kurak bölgelerde jeomorfolojik yapının bozulmadığı



Şekil 7- Kızılıran Fayı'na ilişkin arazi gözlemleri a) Kızılıran Fayı'nın genel görünümü, b) Fay dikliği, c) Askıda kalmış vadi, d) Antitetik fay düzlemi ve hidrotermal sıvamalar, e) Kızılıran fayının kinematik özellikleri.

alanlarda tektonik izleri gözlemek bazen kolaylıklar sunabilmektedir çünkü yarı kurak ortamlarda jeomorfoloji üzerindeki tektonik izler genellikle iyi korunur. Yarı kurak bölgelerdeki fay dikliklerinin korunması, tektonik aktivitenin iklimsel değişimler bağlamında incelenmesine izin verir. Böylece uzun vadeli iklimsel ve tektonik süreçler arasındaki etkiyi inceleme fırsatı yaratır. Jeomorfolojik özellikler, uzun vadeli tektonik süreçler (yani yükselme ve dağ oluşum süreçleri) ile aletsel veya tarihsel deprem kayıtları arasındaki boşluğu kapatmak, özellikle aletsel depremler ile çevrili olabilen ancak kendileri sismik olarak durgun olarak kabul edilen yavaş kayma bölgelerinde önemlidir. Bu katkı, sismik olarak durgun fay dikliklerinin Pleyistosen'den güncel tektonik aktiviteye kadar olan dönemlerini belirlemek için Konya ili Derbent ve Meram ilçeleri arasındaki bölgede yer alan 9 km uzunluğundaki Kızılviran Fayı'nda jeomorfolojik analizler yapılmıştır. Beyşehir gölünü besleyen ana kollardan biri olan Meram kolu civarındaki Kuvaterner alüvyon yelpazeleri çoklu teraslar oluşturmaktadır. Bazı durumlarda, Beyşehir havzasındaki çökellerde olduğu gibi, yarı paralel ve yaklaşık KD-GB doğrultulu fay yamaçları da bölgede yer almaktadır.

5.1. Yöntem

Aktif tektonik çalışmaları yalnızca aletsel veya tarihsel depremlerin izlerini sürmek veya yüzey kırığı oluşturan faylara odaklanmaktadır. Yavaş deforme olan levha içi bölgeleri anlamayı amaçlayan çalışmalar için mekânsal ve zamansal ölçeklerin genişletilmesinde destekleyici çalışmalar olması sebebiyle jeomorfolojik analizler yapılmaktadır. Aktif tektonik çalışmalarında faylar ile fayları kesen yüzey şekilleri arasındaki ilişki değerlendirilerek jeomorfolojik yorumlamalar yapılmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). Bu kapsamda çalışma alanında tektonik ve jeomorfolojik süreçlerin uzun vadeli (Pleyistosen'den günümüze) etkileşimini incelemek için fay hattında yapılan çalışmalara ek olarak fay boyunca bulunan tüm mikro boyuttaki havzalar ArcGIS yazılımı Hipsometri eklentisi ve MATLAB yazılımı ile oluşturulmuştur.

5.1.1. Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

Vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (V_f) parametresi vadilerin oluşum süreçlerinin detaylı

incelenmesi imkânı sunmaktadır. Vadilerin “V” veya “U” şekilli vadi şekillerinden hangisine sahip olduğunu belirlemektedir (Eşitlik 1).

$$V_f = 2V_{fw} / ((E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})) \quad \text{Eşitlik 1}$$

Bu eşitlikte V_f : Vadi tabanı genişliği - vadi yüksekliği oranı,

V_{fw} : Vadi tabanı genişliği,

E_{ld} : Vadinin sol bölümünün maksimum yükseklik değeri,

E_{rd} : Vadinin sağ bölümünün maksimum yükseklik değeri,

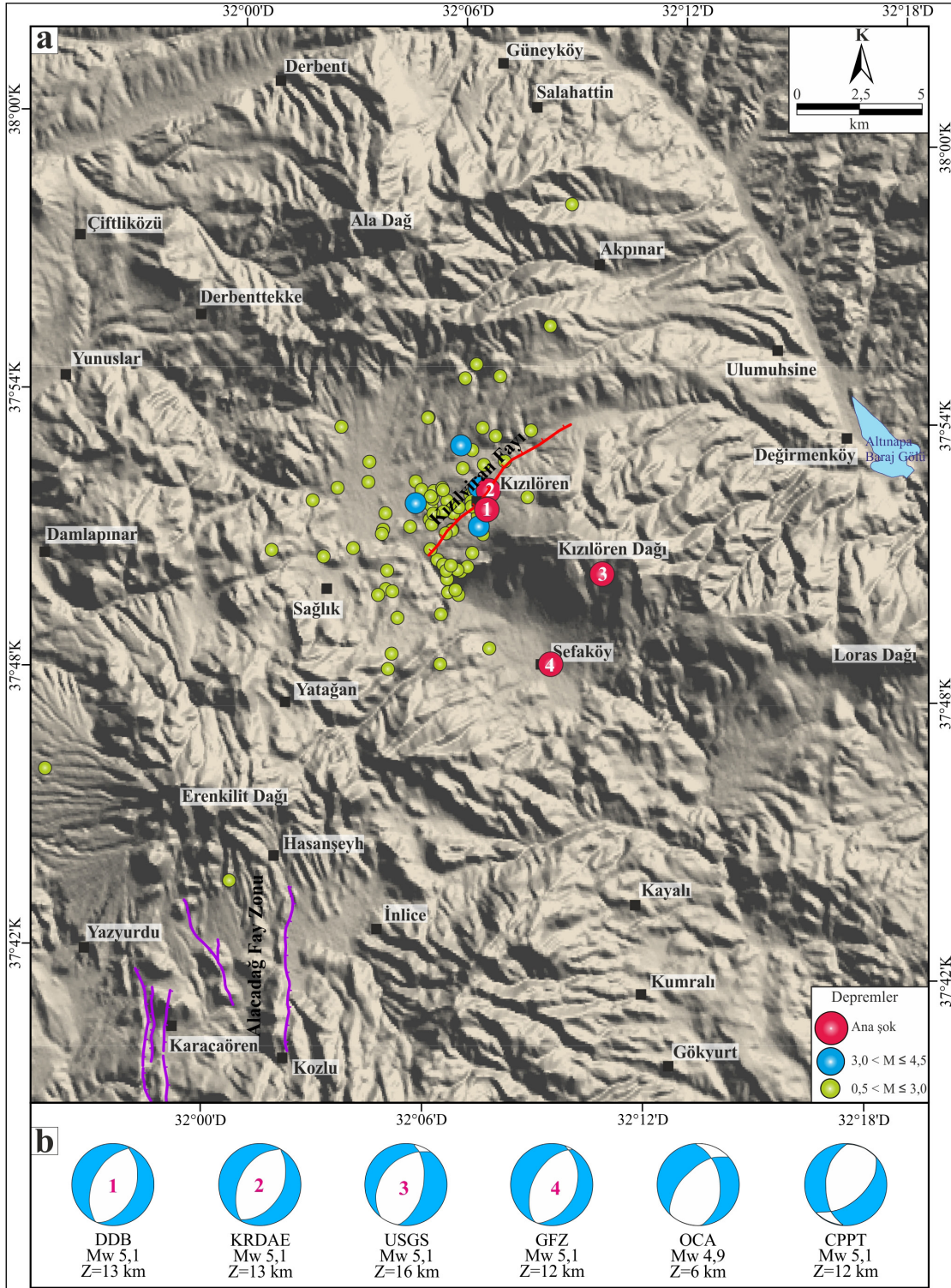
E_{sc} : Vadinin en alt kısmına ait yükseklik olarak değerlendirilmektedir.

V_f parametresi tüm vadiler için tek tek dağ yönünden belli bir uzaklık kullanılarak hesaplanmaktadır. Mikro boyutlu (küçük havzalarda 120-250 m, makro boyutlu (büyük) havzalarda genel olarak 500 m- 1 km kullanılarak hesaplanmaktadır (Özkaymak vd., 2019; Yerli vd., 2021). Fakat bölgede Kuvaterner istifi fazla miktardaysa havza sonu yükseklik değerinin kullanılması gerekmektedir.

5.1.2. Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

Jeomorfometrik olarak Dağ Önü Sinüslüğü parametresi, aktif-aktif olmayan dağ önlerini belirlemek için kullanılan parametrelerden biridir (Keller ve Pinter, 2002). Bölgenin tektonik aktivitesi ile doğrudan ilişkilidir. Eşitlik 2'ye göre hesaplanmaktadır. Dağ önlerinde yer alan kıvrımlı yapıların aniden yükselmesi erozyonel süreçlerin çok defa o bölgede yaşandığı olarak ifade edilmektedir. Dolayısıyla bu tarzda morfolojiye sahip alanların aktif tektonik alanlarını yansıtmadığı olarak yorumlanmaktadır. Tektonik aktivitenin yüksek olduğu bölgelerde ise aktif dağ önleri, yükselme ile ilişkili erozyonel süreçlere karşı direnç gösterir ve dağ yamaçları boyunca çizgisel gidişli morfoloji sunar (Keller ve Pinter, 2002; Bull, 2007; Pérez-Peña vd., 2010; Kezer, 2019).

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s} \quad \text{Eşitlik 2}$$



Şekil 8- a) 8 Kasım 2021 Meram (Konya) depreminin ana ve artçı şok (08.11.2021-15.04.2022 aralığında) dağılımı (diri faylar Emre vd. (2013), deprem verisi AFAD'tan alınmıştır) ve b) ana şokun sismoloji kurumları tarafından önerilen hızlı fay düzlemi çözümleri (EMSC, <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT.jpg>) (EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre; DDB: Deprem Dairesi Başkanlığı, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara, Türkiye; KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul, Türkiye; NEIC: National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey, Golden, USA; GFZ: GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany; OCA: GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Valbonne, France; CPPT: Laboratoire de Détection et de Géophysique, Pamatai, French Polynesia; Z: Odak merkezi derinliği)

Denklemdede;

S_{mf}: Dağ Önü Sinüslüğü;

L_{mf}: Dağ önünün toplam uzunluğu;

L_s: Dağ önünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen uzunluğu

5.1.3. Üçgen Yüzey Alanı (L_f/L^s)

Özellikle normal ve verrev atımlı faylarda tektonik aktivenin ortaya çıkarılması için yapılan jeomorfometrik değerlendirmelerde önemli faktörlerden birini de üçgen yüzey alanı parametresi oluşturmaktadır. Tavan blokta gelişen ani düşüşlerle yükselen taban bloğunda fay dikliği meydana gelmektedir. Taban blokta nehir sistemlerinin aşındırmasına bağlı olarak fay dikliklerinde üçgenimsi yüzeyler gelişmektedir. Eşitlik 3'e göre hesaplanmaktadır.

$$\text{Üçgen Yüzey Alanı} = \frac{L_f}{L_s} \quad \text{Eşitlik 3}$$

L_f: Fay boyunca bulunan tüm üçgen bölgelerin uzunluğu,

L_s: Dağ önünde yer alan düz hatta ait uzunluk.

5.1.4. Havza Şekli Geometrisi (B_s)

Akarsu drenaj havzaları şekilsel olarak genellikle daire veya uzunlamasına şekiller sunmaktadır. Uzunlamasına şekillenen havzalar kısa sürede şekillenen deformasyonu, dairesel şekilli havzalar ise uzun zaman sonrasında yavaş hareketler ile şekillenmeyi ifade etmektedir. Her bir havzaya ait maksimum uzunluğun (B₁) maksimum genişlik uzunluğuna (B_w) oranlanması ile elde edilmektedir (Eşitlik 4).

$$B_s = \frac{B_1}{B_w} \quad \text{Eşitlik 4}$$

5.1.5. Akarsu Eğim-Uzunluk Parametresi (SL)

Havzadaki en yüksek değer (DI) ile uzunluğu (DI) arasındaki oranın havzadaki en uzun nehrin orta noktası arasına olan uzaklık (I) ile çarpılmasıyla (Eşitlik 5) elde edilen SL parametresi, havza ile havzanın litolojik özelliklerinin irdelenmesini içermektedir. Özellikle havza eğimi ve litolojik özellikler birlikte değerlendirilerek kısmen tektonik aktivite ortaya çıkarılmaktadır.

5.1.6. Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik Eğri İntegrali (HI)

Hipsometrik eğri ve integrali çalışılan havzalardaki farklı etkenler altında geçirdiği aşınım süreçleri sonrasında güncel erozyonal süreçleri hakkında bilgi vermektedir (Strahler, 1952). Havzalardaki aşınım süreçleri tektonik aktiviteye, iklimsel parametrelere veya jeolojik etkenlere bağlıdır. Havza yüksekliğinin havzanın alanına oranlanması ile hesaplatılan hipsometrik eğri ile havzaların aşınım süreçleri sonrasında genç-olgun-yaşlı havza statülerinden hangisinde olduğunu yorumlama konusunda destek olmaktadır. Parametre hesaplanırken havzadaki herhangi bir yüksekliğin (h) üstünde kalan alanın komple drenaj havzasının alanına oranı (a/A =rölatif alan), (h) değeri ile havzanın en yüksek kotunun oranının (h/H =rölatif yükseklik) karşılaştırılması ile elde edilmektedir (Strahler, 1952) (Eşitlik 5, 6).

$$y = \frac{h}{H} \quad \text{Eşitlik 5}$$

$$x = \frac{a}{A} \quad \text{Eşitlik 6}$$

h: Analizde kullanılan yükseklik değeri,

H: Havzanın sayısal yükseklik verisine göre en yüksek değerinden en düşük değeri çıkarılması,

a: Alan değeri.

(HI); Hipsometrik eğrinin altında kalan alan HI değerini oluşturmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). HI değeri 0-1 arasında değişmektedir (Eşitlik 7). 1'e yaklaştıkça tektonik aktivitenin yüksek olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

$$HI = \frac{H_{ort} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad \text{Eşitlik 7}$$

5.2. Jeomorfik İndisler

Morfometrik analizler kapsamında; dağ önu cephesi eğriliği, vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (Vf), üçgen yüzey alanı, havza şekli parametresi, akarsu eğim-uzunluk indeksi, hipsometrik eğri ve hipsometrik eğri integrali parametreleri hazırlanmıştır. 9 km uzunluğundaki Kızılviran Fayı'nda yapılan morfometrik analizlerde 28 metre mekânsal çözünürlüğe sahip ASTER (Terra Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection

Radiometer) verileri kullanılmıştır (Şekil 9a). Fay civarında bulunan drenaj sisteminin fay ile kesiştiği alanlara “pour point” noktaları atanarak drenaj havza sınırları oluşturulmuş olup buna göre 21 adet havza belirlenmiştir (Şekil 9b).

5.3. Morfometrik Analiz Sonuçları

9 km uzunluğundaki Kızılviran Fayı ve civarına ait sayısal yükseklik modeli kullanılarak 0,069461 km² ile 2,66936 km² alana sahip 21 havza oluşturulmuştur (Şekil 10). Her bir havzaya ait, Dağ önü Sinüslüğü eğriliği (S_{mf}), Vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (V_f), üçgen yüzey alanı (L_f/L_s), havza şekli parametresi (B_s), akarsu eğim-uzunluk indeksi (SI), hipsometrik eğri ve hipsometrik eğri integrali (HI) parametreleri hesaplatılmıştır.

5.3.1. Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

21 havzanın fay ile kesiştiği bölgelerde yapılan hesaplamalarda V_f değerleri 0,2 ile 0,9 arasında değiştiği S_{mf} değerlerinin ise 1,04 ile 1,63 arasında olduğu görülmektedir (Çizelge 2). Analizlerde vadi kesitleri mikro ölçekli havzalardan oluştuğu için bölge dağ cephesine yaklaşık 110 m yukarısından alınarak hesaplamalar yapılmıştır. Genel olarak havzaların V şekilli olduğu görülmektedir. 18 no.lu havzada U şeklinde yanal yönde erozyonel süreç içerisinde olduğu görülmektedir. El Hamdouni vd.

(2008) sınıflamasına göre 21 havzanın ortalama V_f değeri 0,46 olması sebebiyle 2. Sınıf aralığında yer almaktadır. 1’den düşük olan V_f değerleri genel olarak çalışma alanının doğuda yer alması sebebiyle dağ önü cephesinin kuzeydoğudan güneybatıya doğru olduğu sonucunu çıkarmaktadır. Özellikle depremin geliştiği bölgelerdeki havzaların S_{mf} ve V_f değerlerine göre aktif bölgede kaldığı görülmektedir.

5.3.2. Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

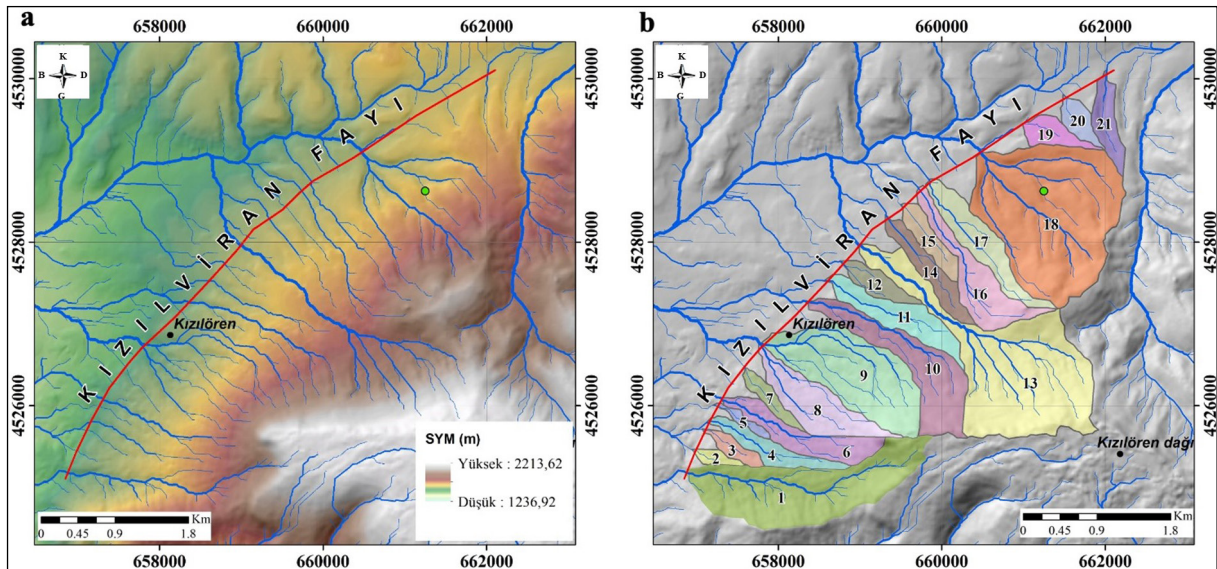
Nehirler arasındaki mesafeyi kullanarak dağ önü bölgelerinde aktif tektoniğin izinin görüldüğü 21 havza için hesaplanan S_{mf} değerleri 1,04 ile 1,63 arasında değişmekte olup ortalama S_{mf} değeri 1,20 olarak hesaplanmıştır (Çizelge 2).

5.3.3. Üçgen Yüzey Alanı (L_f/L_s)

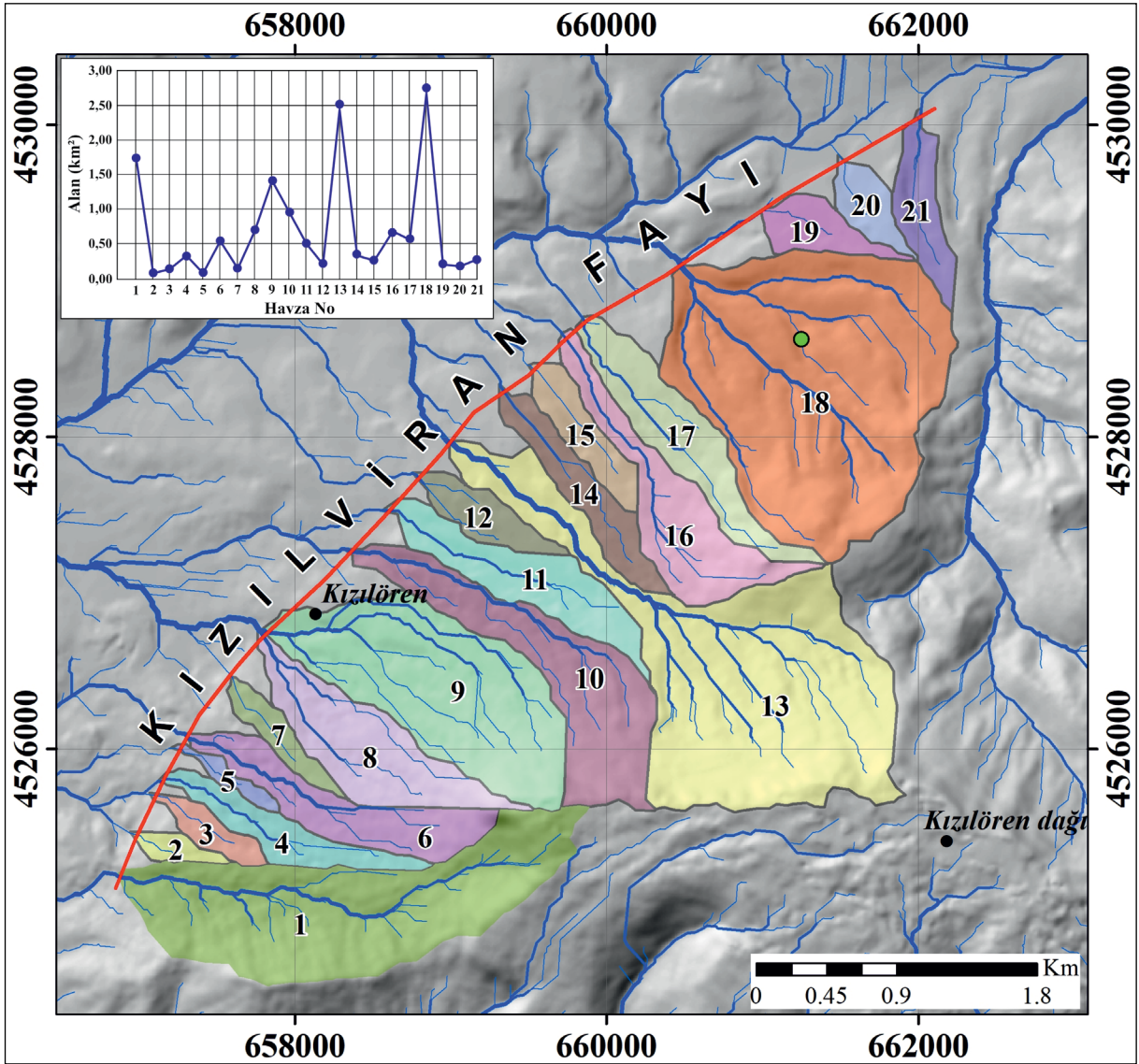
Kızılviran Fayı boyunca gelişen üçgensel yapılar belirlenerek tek tek üçgenlerin yüksekliği, eğimi, uzunluğu hesaplatılmıştır. Deformasyon boyutlarına göre (eski/yeni) 12 küçük, 3 büyük olmak üzere 15 adet ütü altı yapısı denilen üçgen yüzeyler hesaplanmıştır.

5.3.4. Havza Şekli Geometrisi (B_s)

21 akarsu havzasının havza şekilleri için yapılan değerlendirmelerde; B_s değeri 2’den büyük havzalar uzunlamasına, B_s 1.5 ile 2 arasındaki havzalar yayvan havza $B_s < 1,5$ havzalar ise dairesel havzalar olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 9- a) Kızılviran Fayı ve civarına ait sayısal yükseklik verisi, b) fay boyunca bulunan mikro boyuttaki havza sınırları.



Şekil 10- Kızılıran Fayı boyunca oluşturulan 21 adet havzanın sınırları ve alan değerleri.

5.3.5. Akarsu Eğim-Uzunluk Parametresi (SL)

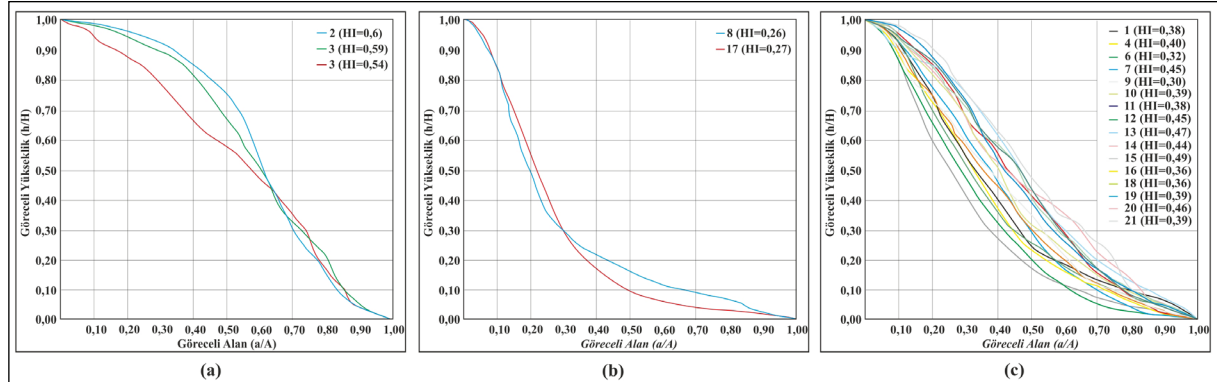
Kızılıran Fayı'nda etkin olan 21 havzada yer alan 7 ana nehir kollarının tektonik açıdan önemli olduğu Strahler (1952) sınıflamasına göre görülmektedir. SL değerinin yüksek çıkmasında etkili olan litoloji ve tektonik aktivite gibi önemli parametrelerden hangisinin etkisi altında değerlerin yüksek çıktığı detaylı olarak incelenmiştir. 13,16 ve 18 nolu havzaların SL değerlerinin yüksek olması tektonizma ile ilişkili iken 1 ve 3 nolu havzalarda yüksek çıkması litolojik olarak birim değişimlerinin gözlenmesinden kaynaklanmaktadır (Çizelge 2).

5.3.6. Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik Eğri İntegrali (HI)

Her bir havzaya ait sayısal yükseklik modeli ile Hipsometri eklentisi kullanılarak hesaplanan HI ve eğri altında kalan eğri değerlerine göre havzalar, $HI \geq 0,5$ genç, $0,3 < HI < 0,5$ olgun, $HI < 0,3$ yaşlı havzalar olarak hesaplanmıştır (Şekil 11). Analiz sonuçlarına göre 2, 3 ve 5 no.lu havzaların genç havza özelliğinde olduğu görülmektedir fakat fay civarında bulunan 21 havzanın neredeyse gençlik dönemlerini yeni tamamladıkları kısmi olarak erozyonal süreçlerini devam ettirdikleri görülmektedir.

Çizelge 2- Kızılviran Fayı'na ait morfometrik analiz sonuçları.

Havza No	Morfometrik İndisler					
	V_f	S_{mf}	L_f/L_s	B_s	SL	HI
1	0,62	1,06	38,97	2,3	52	0,38
2	0,57	1,07	12,50	2,1	84	0,60
3	0,31	1,04	17,95	2,2	86	0,59
4	0,24	1,30	13,06	2,5	79	0,40
5	0,36	1,20	03,63	2,7	92	0,54
6	0,25	1,10	16,06	3,1	101	0,32
7	0,41	1,40	12,36	2,8	301	0,45
8	0,62	1,06	20,02	2,9	142	0,26
9	0,48	1,05	20,24	1,8	136	0,30
10	0,21	1,23	23,13	4,2	405	0,39
11	0,28	1,42	19,43	5,4	385	0,38
12	0,36	1,22	07,49	4,8	456	0,45
13	0,23	1,10	20,32	1,7	287	0,47
14	0,20	1,11	11,10	8,5	265	0,44
15	0,50	1,13	24,62	2,9	345	0,49
16	0,40	1,58	19,93	3,1	597	0,36
17	0,61	1,54	8,08	4,5	563	0,27
18	0,90	1,63	58,81	1,2	658	0,36
19	0,74	1,52	12,59	1,6	523	0,39
20	0,69	1,41	13,34	1,8	621	0,46
21	0,76	1,10	17,59	4,1	456	0,39



Şekil 11- a) Genç, b) olgun ve c) yaşlı havzalara ait HI grafikleri.

6. Tartışma ve Sonuçlar

08 Kasım 2021 tarihinde Meram (Konya)'ın yaklaşık 30 km batısına rastlayan alanda yerel saat ile 20.43'te aletsel büyüklüğü (Mw) 5,1 olarak kaydedilen bir deprem meydana gelmiştir. Çeşitli sismoloji merkezlerinin kayıtlarında söz konusu depremin koordinatı 37,8618K - 32,1165D, odak derinliği ise

13 km olarak verilmiştir (Çizelge 1). Türkiye Diri Fay Haritası'na (Emre vd., 2013; 2018) göre depremin olduğu alanda herhangi bir diri fay haritalanmamıştır (Şekil 1). Deprem bölgesine en yakın faylar, yaklaşık 25 km doğusunda yer alan ve 17 km uzunluğundaki, eğim atımlı normal fay karakterinde olan, K28°D doğrultulu, 75°-80° GD eğimli Holosen yaşlı Konya Fayı ile yaklaşık 20 km güneyinde yer alan ve 27 km

uzunluğundaki açılma çatlağı karakterindeki, K-G doğrultulu Kuvaterner yaşlı Alacadağ Fay Zonu'dur (Şekil 1). Sismoloji kurumları tarafından önerilen ve fayın niteliğini gösteren hızlı odak mekanizması çözümleri (Şekil 8b), artçı şokların dağılımı (Şekil 8a) birlikte değerlendirildiğinde, depremin çok az sol yanal doğrultu atım bileşenine sahip, KD-GB veya KB-GD genel doğrultulu KB veya KD'ya eğimli normal faylanma mekanizması olduğu ve meydana gelen depremin Anadolu Levhası içerisinde yer alan Orta Anadolu bloğunun Neotektonik dönem deformasyon yapılarıyla uyumlu olduğu değerlendirilmiştir.

Depreme ait ana şokun ve artçı şokların çok az kısmı fayın güneydoğu (taban) bloğu üzerinde meydana gelmiş olmakla birlikte, büyüklüğü (M_w) 3,0 ve üzerinde olan 4 artçı şoktan 3'ü ile artçı şokların pek çoğu fayın kuzeybatı (tavan) bloğu üzerinde meydana gelmiştir. Bu durum güncel fayın daha eski dönemde kullandığı ve aktif olarak değerlendirilebilecek güneydoğusundaki bir fayın varlığı ile açıklanabilir. Ancak bu eski fayın güncel morfolojide belirgin olarak izlenememesinin nedeni, fayın kayma hızının yavaş olması ve aşınma hızının ise nispeten daha fazla olmasıyla açıklanabilir.

Deprem sonrası gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucunda, Kızılören Mahallesi yerleşim alanı içinden geçen ve toplam uzunluğu yaklaşık 9 km'yi bulan, $K40^\circ D$ genel doğrultulu ve $70-80^\circ$ KB'ya eğimli bir morfolojik sarplık gözlenerek haritalanmıştır. Bölgede yüzlek veren Miyosen-Pliyosen yaş aralığındaki karasal kırıntılılar ve görsel karbonatların ilksel konumlarını kaybederek yapısal anlamda deformasyonlara uğramaları (tabaka doğrultu ve eğimlerinin değişmesi, faya yakın alanlarda tabakalardaki eğimlenmeler (tiltleşmeler), fay hattı boyunca yer yer temel kaya birimleri ile Kuvaterner yaşlı çökellerin tektonik olarak yan yana gelmeleri, Neotektonik dönemin genişleme rejimi ürünü olan volkanik kayaların varlığı ve Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerinin ve vadilerin askıda kalmış olmaları söz konusu çizgisel uzanımlı morfolojik sarplığın fay denetiminde gelişmiş olabileceğine ait önemli saha bulgularıdır. Ayrıca Kızılören Mahallesi (Kızılviran) yerleşim alanı içerisinde söz konusu hat boyunca hidrotermal sıvamalar ve alterasyonlar

gözlenmiştir. Sahada yapılan bu gözlemler neticesinde Kızılviran Fayı'nın aktif olduğu ve son depreme kaynaklık etmiş olabileceği değerlendirilmiştir (Şekil 7a-e).

Smf değerlerinin 1'e yakın sonuçlar vermesi fay ve civarındaki morfolojinin doğrudan fay etkisi ile şekillendiğini göstermektedir (Çizelge 2). L_f/L_s parametre sonuçlarına göre uzunlamasına havzaların küçük değerlerde sunduğu dairesel havzaların ise yüksek ütü altı yapı değerlerine sahip olduğu görülmektedir. Bs değerlerinin 2'den büyük çıktığı havzaların mevcut şekillerinin oluşumunda tektonizmanın etkili olduğu uzunlamasına havza şekline sahip olmaları sebebiyle düşünülmektedir (Çizelge 2). Ortalama V_f değerleri incelendiğinde göreceli tektonik hareketin Kızılviran Fayı'nda KD-GB doğrultusunda (1 no.lu havzadan 21 no.lu havzaya) doğru olduğu görülmektedir. SL değerlerine göre 10 ile 21 no.lu havzaların arasındaki havzalarda yüksek çıkması vadi kesitleri de incelendiğinde tektonizmanın etkisini göstermektedir (Şekil 11). Erozyonel süreçlerin aktiviteyi ile bilgi veren hipsometrik integral analizlerine göre çoğunlukla olgun aşamada havzaların olduğu görülmektedir fakat değerler detaylı incelendiğinde gençten olgun aşamaya henüz geçtikleri ve halen erozyonel süreçlerin devam ettiği görülmektedir.

Arazi gözlemleri, güncel depremsellik ve faya bağlı morfolojik özellikler, Kızılviran Fayı'nın aktif bir neotektonik dönem yapısı olduğunu ve son depreme kaynaklık etmiş olduğunu ortaya koymaktadır. Jeolojik ve yapısal unsurlar dikkate alındığında Kızılviran Fayı'nın Kuvaterner döneminde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanmış depremler ürettiği gözlenmektedir. Uzunluğu ve karakteri dikkate alındığında, görgül (ampirik) bağıntılara (Wells ve Coppersmith, 1994) göre, Kızılviran Fayı'nın M_w 6,17 büyüklüğüne ulaşabilecek deprem üretme potansiyeline sahip olduğu değerlendirilmektedir. Ayrıca kısa dönem bölgesel GPS hız verileri değerlendirildiğinde (Şekil 3), yüzey kırığı oluşturacak büyüklükte deprem tekrarlanma aralığının 5.000 yıldan az olmadığı söylenebilir. Bu çalışma sonucunda haritalanmış olan Kızılviran Fayı'nın Holosen dönemi deprem davranışlarının belirlenmesi amacıyla paleosismolojik çalışmaların yapılması önerilmektedir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı tarafından yürütülen Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları Projesi (Proje Özel Kod No: 2021-30-14-01-6) kapsamında gerçekleştirilmiştir. Makalenin değerlendirilmesinde çok değerli öneri ve eleştirileriyle katkı sağlayan hakemler, Prof. Dr. Çağlar Özkaymak (Afyon Kocatepe Üniversitesi) ve Doç. Dr. Taylan Sançar (Munzur Üniversitesi)'a teşekkür ederiz.

Değinilen Belgeler

- AFAD, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem ve Risk Azaltma Genel Müdürlüğü. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- Aksoy, R. 2019. Extensional neotectonic regime in West-southwest Konya, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review* 61, 14, 1803-1821.
- Aktuğ, B., Parmaksız, E., Kurt, M., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Gürdal, M. A., Özdemir, S. 2013. Deformation of Central Anatolia: GPS implications. *Journal of Geodynamics* 67, 78-96.
- Ambraseys, N. 2009. *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East, A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900*. Cambridge University Press, 946 p.
- Angelier, J., Dumont, J. F., Karamandereci, H., Poisson, A., Şimşek, S., Uysal, S. 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics* 75, T1-T9.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C. 1995. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of Eastern Mediterranean region. In: *IESCA-1995 Proceedings*, 13-18.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C. 1997. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. In: *Proceedings of International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (9-14 October 1995, İzmir, Turkey)*, 3-17.
- Besang, C., Eckhart, F. J., Harre, W., Kreuzer, G., Muller, P. 1977. Radiometrische Alterbestimmung am neogenen Eruptivgesteinen der Türkei. *Geologisches Jahrbuch* 25, 3-36.
- Blumenthal, M. M. 1963. Le systeme structural du Taurus sud Anatolies. *Bull Soc Geol Fr In: Livre a Memoire de Professor P. Fallot. Mémoires de la Société géologique de France* 1, 2, 611-662.
- Boray, A., Şaroğlu, A., Emre, Ö. 1985. Isparta büklümünün kuzey kesiminde doğu-batı daralma için veriler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 23, 9-20.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- Bull, W. B. 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: a new Approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing Ltd.
- Burbank, D., Anderson, R. A. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science 201-231, USA.
- CPPT, Laboratoire de Détection et de Géophysique, Pamatai, French Polynesia.
- DDB, Deprem Dairesi Başkanlığı, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (DDB), Ankara, Türkiye.
- Demirtaşlı, E. 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara İlçeleri Arasındaki Sahanın Litostratigrafi Birimleri ve Petrol İmkanları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 3489, Ankara (yayımlanmamış).
- 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, 1-2, 150-173.
- Elmacı, H., Doğan, A., Özalp, S. 2022. 8 Kasım 2021 Kızılören (Meram-Konya) Depremi (Mw:5,1) Kaynak Fayına İlişkin Değerlendirmeler. *Uluslararası Katılımlı 74. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 11-15 Nisan 2022, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Kültür Sitesi, Bildiri Özleri, 404, Ankara.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F., Kuşçu, İ. 2003. Surface faulting associated with the Sultandağı earthquake (Mw 6.5) of 3 February 2002, Southwestern Turkey. *Seismological Research Letters* 74, 382-392.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara.

- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Çan, T. 2018. Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 3229-3275.
- EMSC, European-Mediterranean Seismological Centre. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- Eren, Y. 1993. Eldes-Derbent-Tepeköy-Söğütözü Arasının Jeolojisi. PhD Thesis, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Konya, Türkiye, 224.
- Eren, Y. 2000. Konya bölgesinin depremsellik özellikleri, Geoteknik incelemelerin mühendislikteki önemi. Deprem ve zemin açısından Konya Paneli, Bildiriler, 54-65.
- Ergen, A., Bozkurt, A., Ilgar, A., Tuncay, E., Doğan, A. 2021. Sultan Dağları'nın Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi Proje Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 13958, 241 s, Ankara (yayımlanmamış).
- GFZ, German Research Centre for Geosciences. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- Glover, C., Robertson, A. H. F. 1998. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics* 298, 103-132.
- Göğer, E., Kıral, K. 1969. Kızılören Dolayının Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 5204, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C. 2011. Kütahya – Bolcardağ Kuşağının Jeolojisi. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration* 142, 227-282.
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., Barka, A. A., Sarıca, N., Ecevitöğlu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., Akyol, A. 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine* 132, 637-650.
- Gürbüz, A., Kazancı, N., Hakyemez, H.Y., Leroy, S.A.G., Roberts, N., Saraç, G., Ergun, Z., Boyraz-Arslan, S., Gürbüz, E., Koç, K., Yedek, Ö., Yücel, T.O. 2021. Geological evolution of a tectonic and climatic transition zone: the Beyşehir-Suğla basin, lake district of Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 110, 1077-1107, doi: 10.1007/s00531-021-02007-x.
- Kadirioğlu, F. T., Kartal, R. F., Kılıç, T., Kalafat, D., Duman, T. Y., Eroğlu Azak, T., Özalp, S., Emre, Ö. 2018. An Improved earthquake catalogue ($M \geq 4.0$) for Turkey and its near vicinity (1900-2012). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 3317-3338.
- Keller, J., Jung, D., Burgath, K., Wolff, F. 1977. Geologie und Petrologie des Neogenen Kalkalivulkanismus von Konya (Erenler Dagi, Alacadağ Massiv, Zentral Anatolian). *Geologisches Jahrbuch B.25*, 37-117.
- Keller, E. A., Pinter, N. 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice-Hall Inc.
- Kezer, Z. 2019. Kütahya Grabeni'nin Tektonik Jeomorfolojisi (Batı Anadolu). Hacettepe Üniversitesi Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 108.
- Kılıç, T., Kartal, R. F., Kadirioğlu, F. T., Duman, T. Y., Özalp, S. 2017. Türkiye ve yakın çevresi için düzenlenmiş moment tensor ($M \geq 4.0$) kataloğu ($M \geq 4.0$). In: Türkiye Sismoteknik Haritası Ölçek 1:500.000 (Ed. T.Y. Duman), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-34, 97-106, Ankara.
- Koç, A. 2013. Tectono-stratigraphic evolution of the continental Miocene basins in Southwest Anatolia. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 185s.
- Koçyiğit, A. 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 26, 1-10.
- Koçyiğit, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 27, 1-15.
- Koçyiğit, A. 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of the western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta* 18, 167-208.
- Koçyiğit, A., Özacar, A. A. 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences* 12, 67-90.
- KRDAE, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- McCalpin, J. P. 2009. *Paleoseismology*. 2nd Edition, Academic Press, International Series 95, 615 p.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Gergiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidse, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounus, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N., Veis, G. 2000. GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695-5720.
- McKenzie, D. P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 109-185.
- McKenzie, D. P. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 55, 217-254.
- OCA, GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- Okay, A. I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society London Special Publications* 156, 1, 475-515.
- Oral, B., Reilinger, E., Toksöz, M.N., King, R. W., Barka, A., Kınık, I. 1995. Global positioning system (GPS) offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 76, 9-11.
- Över, S., Pınar, A., Özden, S., Yılmaz, H., Can, U., Kamacı, Z. 2010. Late Cenozoic stress field in the Cameli Basin, SW Turkey. *Tectonophysics* 492, 1-4, 60-72.
- Özalp, S., Emre, Ö. 2010. Konya Fayı'nın Kuvaterner-Holosen aktivitesi ve 10-11 Eylül 2009 Konya depremleri. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu Ondördüncü Çalıştayı (ATAG-14)*, 3-6 Kasım 2010, Adıyaman Üniversitesi, Bildiri Özleri Kitabı, 41-42, Adıyaman.
- Özalp, S., Emre, Ö., Duman, T. Y., Törk, K. 2011. Karapınar (Konya) yöresindeki çizgisel uzanımlı yer çatlaklarının kökeni üzerine paleosismolojik bulgular. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu Onbeşinci Çalıştayı (ATAG-15)*, 19-22 Ekim 2011, Çukurova Üniversitesi, Bildiri Özleri Kitabı, 20-21, Karataş-Adana.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N. 1989. Kütahya - Çifteler - Bayat - İhsaniye Yöresinin Temel Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 8974, Ankara (yayımlanmamış)*.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Sentürk, K., Uysal, S., Isik, A. 1990. Konya-Kadınhanı-İlgin Dolayının Temel Jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9535, Ankara (yayımlanmamış)*.
- Özgül, N. 1997. Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 119, 113-174.
- Özkan, M. A. 2017. Küçükmuhsine-Sulutaş (Konya batısı, Türkiye) Çevresindeki Karasal Neojen Çökellerinin (Geç Miyosen-Erken Pliyosen) Stratigrafisi. *El-Cezeri Journal of Science and Engineering* 4, 3, 382-410.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Geçevi, M. O., Tiryakioğlu, İ. 2019. Late Holocene coseismic rupture and aseismic creep on the Bolvadin Fault, Afyon Akşehir Graben, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 28, 6, 787-804.
- 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, 1-2, 74-87.
- Price, S. P., Scott, B. 1994. Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension, southwest Turkey. *Journal of Structural Geology* 16, 381-392.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, W., Toksöz, M. N. 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 9983-9999.
- 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., Dmitrova, 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* 111, B05411.
- Robertson, A. H. F. 1998. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: Robertson AHF, Emeis K-C, Richter C (eds) *Proceedings of ODP, Sci. Results 160. College Station, TX, 723-782.*

- Strahler, A. 1952. Dynamic Basis of Geomorphology. Geological Society of America Bulletin 63, 923-938.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri. Bulletin of The Mineral Research and Exploration 107, 73-94, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:2.000.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şenel, M. 1997. 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Isparta J12 (M26) Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, No:15, Ankara.
- Şenel, M. Dalkılıç, H. 2016. 1/100 000 Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Konya-M 27 Paftası No:227, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Ankara
- Şenel, M. Pehlivan, N. 2016. 1/100 000 Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Konya-M 28 Paftası No:228, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E. M., Özdemir, T., Kadıncık, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M., Örçen, S. 1994. Fethiye (Muğla) – Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9761, Ankara (yayımlanmamış).
- Şengör, A. M. C. 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayınları, 40s.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından bir Yaklaşım. TJK Yerbilimleri Özel Dizisi, No. 1, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation. Special Publication-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 37, 227-264.
- Tan, O., Tapırdamaz, C., Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 405-418.
- Taymaz, T., Price, S. 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. Geophysical Journal International 108, 589-603.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International 106, 433-490.
- Temel, A., Gündoğdu, M. N., Gourgaud, A. 1998. Petrological and geochemical characteristic of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 327-354.
- Umut, M. 2009. 1/100.000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Ilgın- L27 paftası. No:120, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını. 22 s. Ankara.
- USGS, U.S. Geological Survey National Earthquake Information Center. <https://static2.emsc.eu/Images/EVID/105/1059/1059603/1059603.MT>
- Wells, D., Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84, 974-1002
- Westaway, R. 1990. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean. Earth and Planetary Science Letters 96, 393-406.
- Westaway, R. 2003. Kinematics of the Middle East and eastern mediterranean updated. Turkish Journal of Earth Sciences 12, 5-46.
- Yerli, B., Softa, M., Sözbilir, H. 2021. Gümüldür Fayının Morfometrik ve Kinematik Analizi ve Batı Anadolu'daki Sismotektonik Anlamı. Türkiye Jeoloji Bülteni 64, 3, 349-382.