

# MTA YERBİLİMLERİ VE MADENCİLİK DERGİSİ



2024

6

ISSN: 2822-471X

## İÇİNDEKİLER

### Araştırma Makaleleri

Balaban (Demirköy-Kırklareli) demir cevherleşmesinin jeolojisi ve oluşumu .....	1
Ercan DEMİRYÜREK ve Hüseyin ÖZTÜRK	
Çakırlı (Karabiga-Çanakkale) deprem kümesi ve kaynağı: Yeni aktif faylar, Güneybatı Marmara Denizi –Türkiye .....	21
Ali KOÇYİĞİT ve Doğan KALAFAT	
Tatların-Tuzköy ve Hacılar-Karaburna çevresinin Kuvaterner yapısal jeolojisi ve morfolitektoniği, Nevşehir-Kapadokya .....	33
Uğur DOĞAN ve Ali KOÇYİĞİT	
Bitlis metamorfizmindeki Pan-Afrikan ve alt Paleozoyik istifler ile bölgedeki barit yataklanmasına ilişkin değerlendirmeler .....	53
Adil DOĞAN, Metin BEYAZPİRİNÇ, Mustafa Kemal ÖZKAN, Nazlı Ece DERİNEL ve Mert DEMİRKOL	
MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Yayın Kuralları .....	69

**MTA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ ADINA SAHİBİ**  
**GENEL MÜDÜR**  
Vedat YANIK

**REDAKSİYON KURULU**

Şule GÜRBOĞA (Başkan)  
Ural ŞAVUR  
Buğra ÇAVDAR  
Büşra Bihter KURT  
Neşe OYAL  
Selim ÖZALP  
Feyza ŞAHİN KILAVUZ

**BAŞ EDİTÖR**

Selim ÖZALP (Ankara – Türkiye)

**EDİTÖRLER KURULU**

Mustafa AKYILDIZ (Adana - Türkiye)  
Gökhan ATICI (Ankara – Türkiye)  
Adil BİNAL (Ankara – Türkiye)  
Alper BOZKURT (Ankara – Türkiye)  
Güldemin DARBAŞ (Kahramanmaraş – Türkiye)  
Uğur DOĞAN (Ankara – Türkiye)  
Ali ERGEN (Ankara – Türkiye)  
Mustafa FENER (Ankara – Türkiye)  
Nurullah HANILÇI (İstanbul – Türkiye)  
Sair KAHRAMAN (Ankara – Türkiye)  
Volkan KARABACAK (Eskişehir – Türkiye)  
Nuray KARAPINAR (Ankara – Türkiye)  
Bülent KAYPAK (Ankara – Türkiye)  
Alaettin KILIÇ (İstanbul – Türkiye)  
Özen KILIÇ (Adana – Türkiye)  
Azad SAĞLAM SELÇUK (Van-Türkiye)  
Yıldray PALABIYIK (İstanbul – Türkiye)  
İbrahim TİRYAKİOĞLU (Afyonkarahisar – Türkiye)  
Koray TÖRK (Ankara – Türkiye)

**TEKNİK EDİTÖRLER**

Samet SAKA (Ankara – Türkiye)

**SORUMLU YAZI İŞLERİ MÜDÜRÜ**

Banu Ebru BİNAL (Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanı)  
e-posta: banu.binal@mta.gov.tr

**YÖNETİM YERİ**

Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanlığı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü  
Çukurambar Mahallesi Dumlupınar Bulvarı No: 11 06530 Çankaya/ANKARA  
e-mail: bilimsel\_dairesi@mta.gov.tr

MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi yılda iki kez (Haziran ve Aralık) yayımlanacaktır.

**Telif Hakkı:** Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nin yayıncısıdır. Yazarlar, MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nde yayımlandıktan sonra çalışmalarının telif haklarını devretmeleri gerekmekte ve “Telif Hakkı Devir Formu” doldurularak Kuruma göndermeleri zorunludur. İlgili yazar, gönderilen makalenin benzer bir biçimde başka bir yerde yayımlanmadığından, makalenin orijinal olduğundan ve yayımlanmak üzere başka bir yere göndermeyeceğinden emin olmalıdır. Kurumumuz ticari amaçlar hariç, patent hakları gibi telif hakkı dışındaki tüm hakları saklı tutar. Yayımlanan makaleler ile ilgili Kurumumuz, 5846 Sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu'nun hükümlerine göre hareket etmektedir. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi, makalelerinin indirilmesi ve kullanılmasına izin verebilir. Ancak makaleleri indirenler, bunları hiçbir şekilde değiştiremez veya ticari olarak kullanamazlar.

MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi ücretsiz olarak Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanlığından doğrudan veya posta ücreti ödenerek yazışma ile de elde edilebilir. Dizgi ve Baskı İşlemleri Bilimsel Dokümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanlığı Neşriyat Servisi tarafından yürütülür ve takip edilir. e-posta: bilimsel\_dairesi@mta.gov.tr

**Basım Tarihi:** 12.12.2024

**Basım Yeri:** Kuban Matbaacılık - İvedik Organize Sanayi Matbaacılar Sitesi 1514. Sokak No: 20  
Tel: 0312 395 2070 • Fax: 0312 395 3723 • www.kubanmatbaa.com

**Yayın Türü:** Yerel Süreli Yayın

**ISSN:** 2822-471X





# MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

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



## Balaban (Demirköy-Kırklareli) demir cevherleşmesinin jeolojisi ve oluşumu

Ercan DEMİRYÜREK<sup>a\*</sup> ve Hüseyin ÖZTÜRK<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye

<sup>b</sup>İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, İstanbul, Türkiye

Araştırma Makalesi

### Anahtar Kelimeler:

Istranca Masifi,  
Balaban Formasyonu,  
Kumtaşı içindeki demir  
cevherleşmeleri, Toarsiyen  
oksijensizliği

### ÖZ

Balaban demir cevherleşmesi, Istranca Masifi içindedir. Istranca Masifi Permiyen'de metamorfizmaya uğramış gnays, migmatit ve metagranitlerden oluşan Veriskan bir temel ile bunu uyumsuzlukla örten ve geç Jura-erken Kretase'de yeşilist metamorfizmasına uğramış erken Jura yaşlı çakıltaşları (Yuvarlaktepe Formasyonu), kalın kumtaşları (Gümüşalan Formasyonu) ve Toarsiyen yaşlı, oksijensiz deniz koşullarından çökelen piritli siyah şeyl ve fosfatlı şeyl içeren (Balaban Formasyonu) çökellerden oluşmaktadır. Cevherleşme, iki farklı tipte oluşmaktadır. İlki, Gümüşalan Formasyonu'nun üst kesimlerinde gözlenen cevherleşme olup lepidokrosit, magnetit, pirit, pirotit, kromit, rutil, kalkopirit, sfalerit ve psilomelan minerallerini içermektedir. İkinci tip ise metakumtaşları ile siyah metaşeyller arasındaki kırık ve fay hatlarında gelişen breş dolgulu hematit cevherleşmesidir. Fe tenörü birinci tip için %2-32, ikinci tip için %6-50 arasındadır. Metakumtaşları içerisindeki birinci tip demir cevherleşmesi, Toarsiyen yaşlı siyah şeyllerdeki piritlerin oksitlenmesiyle iyon haline geçen demirin aşağı hareket ederek Gümüşalan Formasyonu'nun üst kesimlerinde kumtaşlarında oksitlenmesi sonucunda çökeltme ile oluşmuştur. Bu süreçte olasılıkla Üst Kretase sonrası-Orta Eosen öncesi dönemde gelişmiş olmalıdır. Bu dönemde bölgesel yükselmeye bağlı olarak piritik şeyllerin oksidasyonu gerçekleşmiş ve yeraltı sularına bağlı olarak kumtaşı içinde dolgulanmalar şeklinde demiroksit cevherleşmesi oluşmuştur. Breş dolgulu cevherleşmede 50 ppb'ye varan Au değerleri, Cu ve Fe iyonlarının derindeki yaşlı kayalardan olasılıkla Orta Eosen sonrası dönemde hidrotermal çözültürce söküldüğünü, bunların Gümüşalan-Balaban formasyonları arasındaki faylı dokanıklarda depolandığını göstermektedir.

Gönderim Tarihi: 29.07.2024

Kabul Tarihi: 01.10.2024

### Keywords:

Strandja Massif,  
Balaban Formation, Iron  
Mineralization in Sandstone,  
Toarcian Anoxia

### ABSTRACT

Balaban iron mineralization is located within the Strandja Massif. Strandja Massif is composed of metamorphosed Veriscan basement consisting of Permian gneisses, migmatites and metagranites, and early Jurassic conglomerate (Yuvarlaktepe Formation) metamorphosed to greenschist in the late Jurassic-early Cretaceous which discordantly overlying, thick sandstones (Gümüşalan Formation) and Toarsian sediments containing pyrite black shale and phosphatic shale (Balaban Formation) deposited in anoxic marine conditions. Mineralization occurs in two different types. The first one is mineralization observed in the upper parts of the Gümüşalan Formation which contains lepidocrocite, magnetite, pyrite, pyrrhotite, chromite, rutile, chalcopyrite, sphalerite and psilomelane minerals. The second is breccia-filled hematite mineralization developed in the fracture and fault lines between metasandstones and black metashales. The Fe grade of the first type is between 2-32% and the Fe grade of the second type is between 6-50%. The first type of iron mineralization in the metasandstones was formed by precipitation as a result of the iron ionized by the oxidation of pyrites in the Toarsian black shales moving down and oxidizing in the sandstones in the upper parts of the Gümüşalan Formation. This process probably developed in the post-Upper Cretaceous to pre-Middle Eocene period. During this period, oxidation of pyritic

Received Date: 29.07.2024

Accepted Date: 01.10.2024

Atf Bilgisi: Demiryürek, E., Öztürk, H. 2024. Balaban (Demirköy-Kırklareli) demir cevherleşmesinin jeolojisi ve oluşumu. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi 6, 1-20.

\*Başvurulacak yazar: Ercan DEMİRYÜREK, [edemiryurek@mta.gov.tr](mailto:edemiryurek@mta.gov.tr)

*shales occurred due to regional uplift, and iron oxide mineralization was formed in the form of fillings in the sandstone due to groundwater. Au value which is up to 50 ppb in the breccia-filled mineralization indicates that Cu and Fe ions were probably removed from the deeper older rocks by hydrothermal solutions in the post-Middle Eocene period and that they were stored in the fault zones between the Gümüşalan and Balaban formations.*

## 1. Giriş

Türkiye’de farklı tiplerde demir yatakları bulunmaktadır (TMMOB, 2015; Öztürk vd., 2016; Tiringa vd., 2019), ancak ekonomik olarak işletilebilenlerin çoğunluğu skarn ve hidrotermal yataklardır. Diğer tipler ise genellikle tenörlerinin düşüklüğü ve içerdikleri zararlı elementler (S, As, P vb.) nedeniyle kısmen işletilebilmektedir. Dünya genelinde demir cevheri üretiminin büyük bir kısmı Prekambriyen yaşlı sedimanter tip yataklarda bulunan bantlı demir yataklarından elde edilmektedir. Türkiye’deki bilinen sedimanter tip yataklar arasında Çamdağ (Kocaeli), Araç (Kastamonu), Silifke (Mersin), Örendüz (Anamur-Mersin) ve Balaban (Kırklareli) yatakları bulunmaktadır (Tiringa vd., 2019). Bu yataklar üzerine eski tarihli çalışmalar yapılmış olmakla birlikte, günümüzde sedimanter jeokimyanın teorik açıdan gelişmesi, bu yataklara yeni bir bakışı gerektirmektedir.

Kırklareli’nin Balaban demir cevherleşmelerinde 1977 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından 5 lokasyonda 363 metre karotlu sondaj yapılmış ve değerlendirmelerin ardından, 2017-2018 yılları arasında yine MTA tarafından sahada yeniden bir proje oluşturulmuştur. Bu proje kapsamında, toplam 74 lokasyonda 12.348,70 metre karotlu sondaj gerçekleştirilmiş ve detaylı etüt çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Yapılan çalışmalara göre, 12 metre kalınlığa kadar ulaşan %19 ila %45 arasında değişen Fe tenörlerine sahip seviyelerin varlığı belirlenmiştir. Cevher zonuun yaklaşık 9-10 kilometrelik bir uzanımına sahip olduğu, yer yer incelenerek sonlandırıldığı ve tekrar mostra verdiği gözlemlenmiştir. Balaban demir cevherleşmesi, Istranca Masifi’nde bulunan ve sedimanter tip Fe yatağı olarak kabul edilen önemli bir kaynaktır (Tiringa vd., 2019). Jeolojik ve tektonik konumu nedeniyle bu cevher Türkiye’nin madencilik sektörü için potansiyel bir alan olarak değerlendirilebilir.

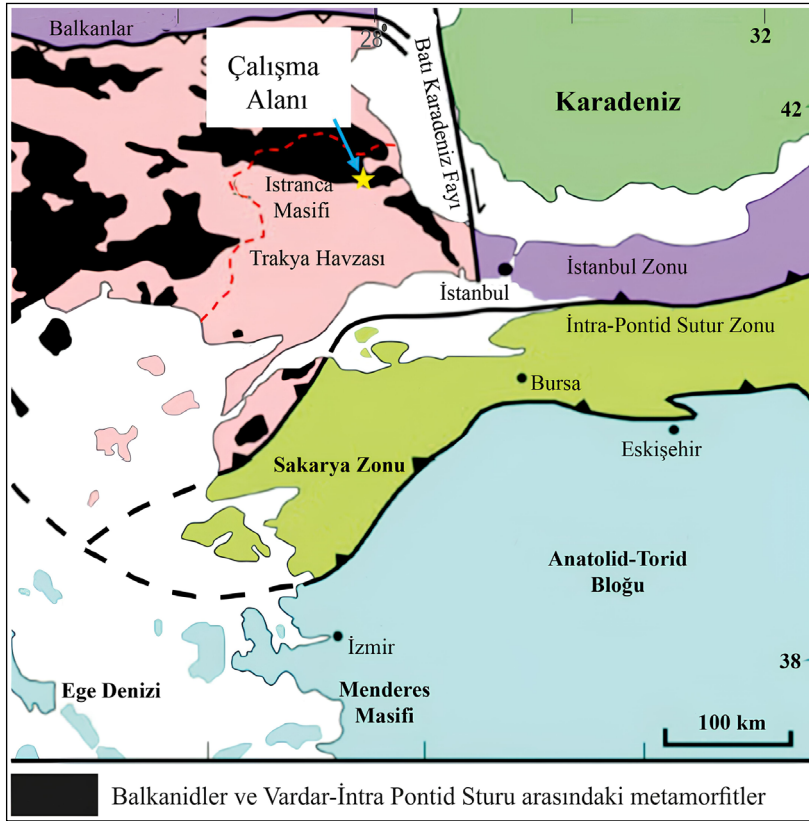
Balaban demir cevherleşmeleri, Trakya Havzası’nda Jura yaşlı formasyonlarda yer alır. Bu cevherleşmelerin jeolojik süreçlerinin tam ve doğru olarak tanımlanması, cevher-yan kayaç ilişkilerinin ve cevher-tektonizma ilişkilerinin incelenmesiyle mümkündür. Bu çalışmalar, bölgesel ölçekte yapılacak etütlerle desteklenmelidir. Doğru değerlendirmeler yapıldığında, yeni demir yataklarının keşfi için olumlu bir ortam sağlanabilir.

Bu çalışma kapsamında, Jura yaşlı kırıntılılar içinde yer alan ve stratigrafik bir devamlılığa sahip Balaban demir cevherleşmesi ile bir fay hattına yerleşmiş breş dolgulu demir cevherleşmesinin oluşumu, saha çalışmaları ve MTA tarafından yapılan sondajlardan alınan karot örneklerinin jeokimyasal ve mineralojik incelemeleri, ayrıca duraylı kükürt izotopu verileri değerlendirilerek modellemeye çalışılmıştır. Bu sayede, cevher gelişiminin kökeni ve süreçlerinin ortaya konması hedeflenmiştir.

## 2. Bölgesel Jeoloji

Balaban Köyü doğu Trakya’da Kırklareli il sınırı içinde, Kırklareli iline 83 km ve Demirköy ilçesine 9 km uzaklıkta yer almaktadır (Şekil 1). Çalışma alanı, Istranca Masifi olarak bilinen tektonik birlik içinde yer alır. Istranca Masifi Prekambriyen, Paleozoyik bir çekirdeğe sahip kayaç topluluklarından oluşur ve kuzeyinde Balkanid’ler güneyinde ise Sakarya Kıtası bulunur (Yılmaz vd. 2022). Istranca Masifini oluşturan Prekambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik formasyonları İstanbul Zonu’nda, diğer taraftan İstanbul Zonu’nda izlenen kayaç toplulukları da Istranca Masifi’nde görülmez ve bu nedenle İstanbul Zonu ile Istranca Masifi iki ayrı tektonik birlik olarak kabul edilir (Okay ve Tüysüz, 1999).

İnceleme alanı ve civarında daha önce yapılan çalışmaların büyük bir çoğunluğu genel olarak bölgenin jeolojisi ve jeodinamik evrimine yönelik çalışmalardır (Örneğin; Pamir ve Baykal, 1947;



Şekil 1- İnceleme alanı ve çevresine ait tektonik birlikleri gösteren harita (Okay vd., 2001). Haritada Istranca Masifi'nin güneyden İntra-Pontid suture, doğudan ise İstanbul Zonu ile tektonik sınırlı olduğu görülmektedir.

Ternek, 1949; Ayhan vd., 1972 ile Yurtsever vd., 1993; Ercan vd., 1998; Karacık ve Tüysüz, 2009; Bedi vd., 2011). Istranca Masifi'ndeki porfiri ve skarn tip cevherleşmelere ait çalışmalar bulunsa da incelemeye konu olan Balaban demir cevherleşmesi ile ilgili MTA tarafından yapılan tek bir çalışma bulunmaktadır (Tiringa vd., 2019).

Balaban demir cevheri Istranca Masifi içerisinde ve Kırklareli ilinin kuzeyinde yer almaktadır. Masifin güneyinde ise Tersiyer-Kuvaterner yaş aralığında çökelmiş kırıntılı birimler bulunmaktadır (Yurtsever vd., 1993; Okay ve Yurtsever, 2006). Istranca Masifi, batıda Rodop Masifi ve doğuda İstanbul Paleozoyiki ile sınırlanmıştır. Masifin tabanında yüksek derecede metamorfizmaya uğramış çekirdek kayalar bulunur ve bunların üzerinde Permo-Triyas'tan başlayarak Kretase'ye kadar devam eden metamorfik çökel paketi yer alır. Metamorfik seriler (Üşümezsoy, 1982), Kretase yaşlı granitoidler tarafından kesilmektedir. Istranca Masifi'nin örtü birimleri ise

Eosen yaşlı Kırklareli kireçtaşları ile başlar. Eosen üzerine denizelle başlayıp karasala geçen Oligosen formasyonları ve bunun üzerinde de kömürlü Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu ve Pliyosen yaşlı karasal Trakya Formasyonu gelir (Siyako, 2006).

Doğanköy Napı bölgedeki en üst yapısal birimi oluşturmakta ve Geç Karbonifer öncesi yaşta felsik ve mafik intrüzyonlarla kesilmiş Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı Tekedere Grubu kayaları ile başlamaktadır. Bu gruba ait kayalar, değişik bileşimsel ve dokusal özellikler gösteren metagranit ve ortognayslar ile temsil edilen Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı Hamzabeyli graniti ve Kırklareli Grubu kayaları tarafından kesilmektedir. Üstteki kaya birimleri, açısız uyumsuzlukla tabanda metakonglomera/gnays ile başlayıp, üste doğru ince meta kırıntılılarla devam eden Erken Triyas yaşlı Evciler Formasyonu ve daha sonra, Orta Triyas yaşlı Kocayazı Formasyonu ve Kapaklı Formasyonu ile sonlanmaktadır (Bedi vd., 2011). Bu yapısal birimler,

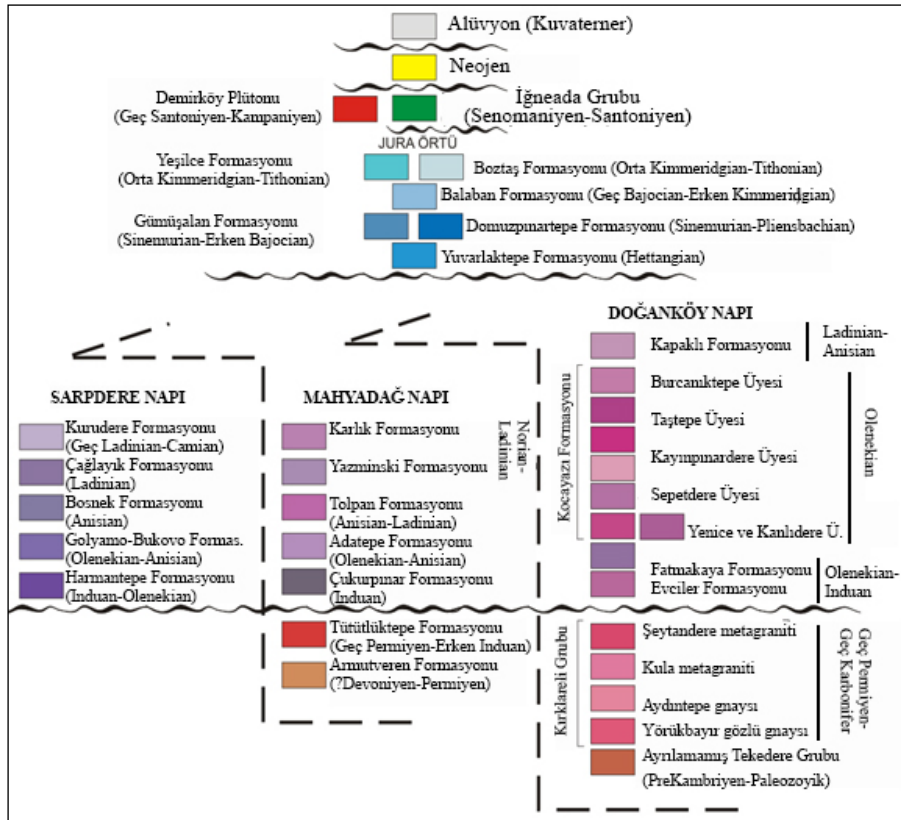
Jura yaşlı birimler tarafından örtülmüştür. Bu birimler alttan üst doğru, Erken Jura yaşlı Yuvarlaktepe formasyonu, Domuzpınartepe formasyonu, Gümüşalan Formasyonu, Balaban Formasyonu ve en üstte Kalloviyen yaşlı Boztaş ve Balcitepe formasyonları yer alır. Istranca naplarına ait kaya birimleri ile Jura yaşlı örtü birimleri İğneada Grubu volkanosedimanter kayaçları ile açılal uyumsuzlukla örtülür. Tüm bu birimler, Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Demirköy plütonik kayaçları ile kesilir (Bedi vd., 2011) (Şekil 2).

### 2.1. Bölgenin Metalik Maden Yatakları

Istranca Bölgesi, antik dönemlerde madencilik faaliyetlerinin yapıldığı önemli bir bölge olup özellikle demir cevherlerinin, eski dönemlerden beri işletildiği, sahada gözlenen işletme çukurları, curuflar ve Demirköy'deki dökümhaneden anlaşılmaktadır. Istranca bölgesinde, özellikle Demirköy ve Dereköy plütonları ile ilişkili porfiri tip Cu-Mo ve skarn-tip demir cevherleşmelerinin varlığı bilinmektedir (Taner vd., 1983; Gültekin, 1999).

İkiztepeliler Cu-Mo-W cevherleşmesi, Demirköy plütonunun dolomitik kireçtaşı, şist ve metakumtaşı ile olan tektonik dokanağında gelişmiştir (Şekil 3). Cevherleşme KB-GD doğrultulu (Taner ve Çağatay, 1983) bir zonda magmatik kayaçlarla (granodiyorit, monzodiyorit, hiperstenli monzonit) karbonatlı kayaçların dokanağında skarn tip bir cevherleşme olup geçmiş dönemde bir miktar işletilmiştir (Taner ve Çağatay, 1983).

Şükrüpaşa Cevherleşmesi, Kırklareli'nin 54 km kuzeydoğusunda, Şükrüpaşa köyünün 2 km doğusunda yer almaktadır (Şekil 3). Cevherleşme, Şükrüpaşa sokulum kayaçları ile bunların dokanağındaki dolomitik kireçtaşı, daha az oranda kalkşist ve metakumtaşlarında gelişmiştir (Taner, 1981; Gültekin, 1999). Gültekin (1999)'e göre cevherleşme iki farklı fazda gelişmiş olup birinci fazda porfiri intrüzifler içerisinde saçınımlı ve damarcıklar şeklinde (zayıf porfiri tip) ve ikinci fazda ise bu intrüziflerin kontaklarındaki karbonatlarda pirometazomatik olarak gelişmiştir. Şükrüpaşa yatağı İkiztepeliler



Şekil 2- Istranca Kristalen Kompleksi'nin tektono-stratigrafik kesiti (Bedi vd., 2013).





laboratuvarlarında, Leica DM 2700 marka/model alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile Leica DM 6000 marka/model alttan-üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop ile gerçekleştirilmiştir. 14 adet jeokimya örneği Thermo Scientific ICAP 6500 marka ICP-OES cihazında analiz edilmiştir. 1 adet grafit analizi Leica DM 5000 marka/model üstten aydınlatmalı polarizan mikroskopta ve son olarak 1 tane sıvı kapanımı analizinde Olympos BX51 mikroskoba monte edilmiş Linkam THMSG-600 ısıtma ve soğutma düzeneği kullanılmıştır. Leoben Üniversitesi tarafından hazırlanmış olan sentetik sıvı kapanımı standartları (H<sub>2</sub>O-NaCl; Saf su; H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) kullanılarak kalibre edilmiştir. 5 adet örnekte kükürt izotop analizi, EA-IRMS cihazı ile İngiltere'deki Iso-analytical laboratuvarında yapılmıştır. Numunelerin kükürt izotop analizi için kullanılan referans malzemesi IA-R061'dir (baryum sülfat, δ<sup>34</sup>S<sub>V</sub>-CDT=%20.33).

#### 4. Bulgular

##### 4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanında Jura yaşlı örtü sedimenter kayalar ve Kretase yaşlı magmatik kayalar mostra vermektedir. Bölgenin temelini oluşturan Prekambriyen-Triyas yaş aralığına sahip birimler (Sarpdere, Mahyadağ, Doğan köy napları; Bedi vd., 2013) inceleme alanının yakın civarında gözlenmektedir. İnceleme alanındaki birimler yaşlıdan gence doğru Yuvarlaktepe Formasyonu (Alt Jura), Gümüşalan Formasyonu (Alt Jura), Balaban Formasyonu (Toarsiyen-Oksfordiyen) ve Kretase yaşlı Demirköy Plütunu'ndan oluşmaktadır (Şekil 4).

Yuvarlaktepe Formasyonu ait metamorfik birimleri uyumsuzlukla örten ve mikrokonglomera ve silttaşı ara tabakalı kuvarsitik kumtaşlarından oluşmakta, üzerinde dolomitize ve rekrystalize kireçtaşı, mermer ve kumtaşından oluşan Domuzpınartepe Formasyonu (inceleme alanında gözlenmemektedir) ve bununla yanar geçişli demirli kumtaşı ve silttaşlarından oluşan Gümüşalan Formasyonu yer almaktadır. Bunların da üzerine ince kireçtaşı ara katkıları içeren siyah renkli bitümlü şeyl ve silttaşı aralanmasından oluşan Balaban Formasyonu gelmektedir (Şekil 4).

Yuvarlaktepe ve Gümüşalan formasyonları ilk kez Bedi vd. (2011) tarafından adlandırılmış ve detaylı

bir şekilde tanımlanmıştır. Yuvarlaktepe Formasyonu, inceleme alanının doğusunda mostra vermektedir (Şekil 5a). Başlıca kırmızı, kahverengimsi, sarımsı renkli, yer yer kalın-çok kalın tabakalı meta-konglomera, kaba taneli meta-kumtaşları ve yer yer meta-silttaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5b). Tektonik hatların birimi kestiği yerlerde kayaç milonite dönüşmüş ve yoğun ayrışma gelişmiştir. Meta-konglomeraların çakılları genellikle kuvarslardan oluşmaktadır ve daha yaşlı birimlerden malzeme almıştır.

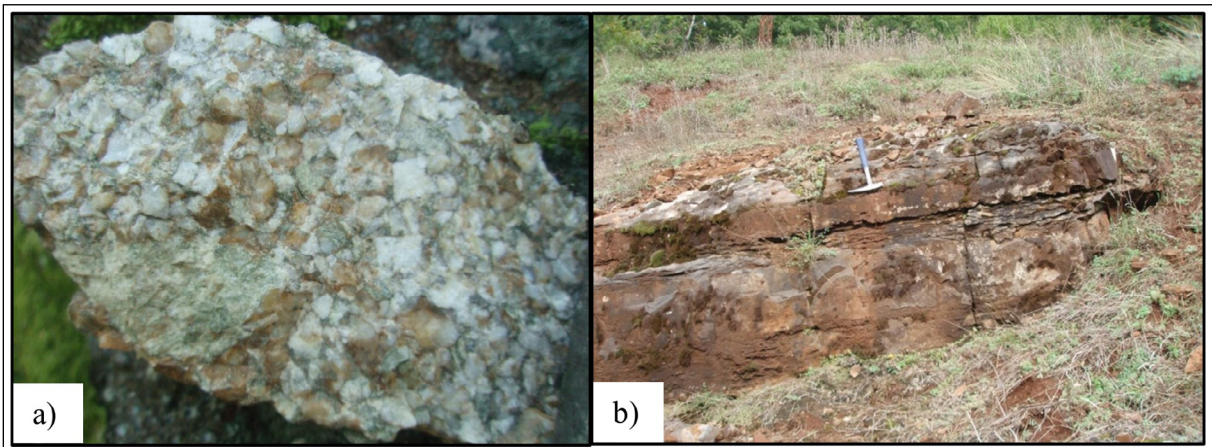
Gümüşalan Formasyonu çalışma alanının güneyinde kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir hat boyunca yüzlek vermektedir (Şekil 5b). Olistrostomal karakterli olan formasyon başlıca metakumtaşı ve metasilttaşı aralanmasından oluşmaktadır. Formasyon içerisindeki olistolitler dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Metakumtaşları ince-orta tabakalı olup sarı, kahverengi ve kırmızımsı renklindedir (Şekil 5b).

Gümüşalan Formasyonu'nun petrografik incelemesi feldispat grubu minerallerde killeşme ve serisitleşme geliştiği, bağlayıcı olarak serizit ve kil mineralleri yaygın iken bunlara yer yer de kırmızı-kahve renkli opak minerallerinin eşlik ettiği, dağılımın homojen olduğu gözlenmiştir. Opak minerallerin cevher mikroskobisi incelemelerinde lepidokrozit ve götit minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir (Şekil 6).

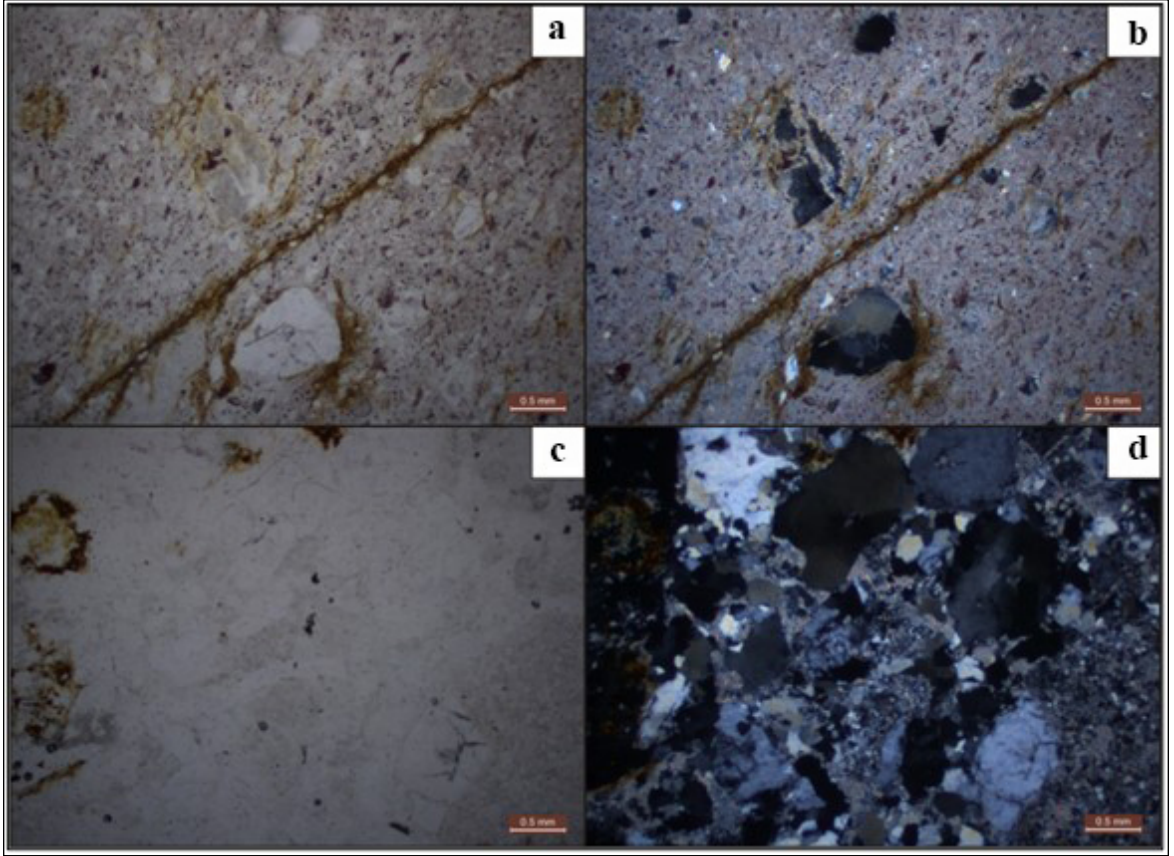
Gümüşalan Formasyonu ile uyumlu sedimanter bir geçişe sahip olan Balaban Formasyonu ilk kez Okay ve Yurtsever (2006) tarafından verilmiştir. İnceleme alanının güneydoğusundan başlayarak kuzeybatıya doğru geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 3). Formasyon, tabanda kahve-açık kahve, sarımsı renkli orta-kalın katmanlı düzenli tabakalı kuvarsitik kumtaşları ile başlayıp üste doğru siyah, koyu gri renkli, ince-çok ince tabakalı ve lamine bitümlü şeyl (Şekil 7) ve sarımsı-grimsi renkli ince tabaka ve lamine silttaşlarına geçiş göstermektedir. Balaban Formasyonu'ndaki bu fosfat konkresyonlarından Bedi vd. (2013) tarafından alınan örneklerde radyolarya tarihlendirmesi yapılmış ve birimin çökelim yaşının Geç Bajosiyen-Erken Kimmeriyen olduğu tespit

SİSTEM SERİ		KAT	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KRETASE		Geç	Kampaniyen	Demirköy Plütону Granit, granodiyorit, tonalit
JURA		Geç	Oksfordiyen	<b>Balaban Formasyonu</b> Bitümlü şeyl ve silttaşı ardalı ve ince taneli tabakalı kireçtaşı ara seviyeli belemnitli kuvarsitik kumtaşı
ORTA		Kaloviyen		
		Batoniyen		
		Bajosiyen		
		Aleniyen		
		Torsiyen		
ERKEN		Plinsbakiyen		breşik dolgulu hematit cevherleşmesi Balaban demir cevherleşmesi
		Sinemuriyen		<b>Gümüşalan Formasyonu</b> kırmızımsı kahverenkli orta tabakalı kumtaşı ve silttaşı
		Hetagiyen		<b>Yuvarlaktepe Formasyonu</b> mikrokonglomera ve silttaşı ara seviyeli, kuvarsitik kumtaşı
TEMEL				Sarpdere, Mahyadağ ve Doğanköy naplarına ait Prekambriyen-Triyas formasyonları

Şekil 4- Çalışma sahasının stratigrafik sütun kesiti (Bedi vd., 2013'den düzenlenerek). Kesitte Balaban Formasyonu'nun altında kumtaşları içinde yer alan demir oksit cevherleşmesi ve bunun içindeki fay hattında yer alan breşik dolgulu demir cevherleşmesi görülmektedir.



Şekil 5- a) Yuvarlaktepe Formasyonu'na ait konglomeraların görünümü ve b) Gümüşalan Formasyonu'na ait ince-orta katmanlı kırmızı renkli demirli meta kumtaşlarının arazi görünümü.



Şekil 6- Metakumtaşlarını oluşturan kuvars ve feldspat parçaları ile bunları bağlayan serizit ve kil bağlayıcının a) tek nikol ve b) çift nikol görüntüsü. Metakumtaşlarında kumtaşı kayaç parçaları ile kuvars kristallerinin c) tek nikol ve d) çift nikol görüntüsü.



Şekil 7- Laminalı siyah renkli bitümlü şeyllerin arazi görüntüsü. Çökelin denizel özelliği içindeki belemnit fosilleriyle karakteristiktir.



edilmiştir. Balaban Formasyonu yaklaşık 400 metre kalınlığa sahiptir (Bedi vd., 2013).

Kırklareli'nin Demirköy ilçesi yakınında yüzeyleyen granitik, granodiyoritik ve tonalitik sokulumlu magmatik kayalar ilk kez Pamir ve Baykal (1947) tarafından Demirköy magnetitli granit lakoliti olarak adlandırılmıştır. Birçok araştırmacı tarafından (Aykol, 1979; Üşümezsoy, 1982; Aykol ve Tokel, 1991; Çağlayan ve Yurtsever, 1998) incelenen granitoidler Balaban köyü kuzeyinde ve çalışma alanının doğusunda geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 3).

Demirköy granitoidinde en geniş yüzeylemeye sahip olan granodiyoritler yer yer iri kristalli hornblend ve biyotitli olabildiği gibi, kenar fasiesinde mikro taneli, ender olarak da porfirik dokuludur (Şekil 8). Demirköy granitoidinde aşınma ve ileri derecede fiziksel ayrışmanın

geliştiği yerler morfolojik olarak daha yayvan iken, taze olan mostraları eğimli morfoloji şeklinde belirgindir. Istranca dağlarında yer alan Geç Kretase plütonlarından en önemlisi olan Demirköy granitoidinin jeokimyasal özellikleri, dalma-batma zonu üzerinde meydana gelmiş granitlere işaret etmektedir (Aykol, 1979; Aykol ve Tokel, 1991). Demirköy granitoidi damar kayaları ve İğneada yöresindeki volkanotortul istifteki kalkalkalen kökenli magmatitler Boccaletti vd. (1974) tarafından kuzeye doğru dalan Neo-Tetis okyanusu üzerinde gelişmiş And tipi magmatitler olarak tanımlanmıştır. Moore vd. (1980), Demirköy granitoidindeki granodiyoritten alınan bir örnekte K/Ar metodu ile biyotitte  $78.3 \pm 1.3$  my hornblendde ise  $79.1 \pm 2.3$  my, yaşını (Kampaniyen) elde etmiştir.

#### 4.2. Balaban Demir Cevherleşmesinin Jeolojisi

Balaban demir cevherleşmesi (a) düşük tenörlü hematitli metakumtaşı (DTHM; %10-35 Fe) ve



Şekil 8- Demirköy Granitoidine ait a) granodiyorit ve b) monzonitin makroskobik görünümü. Plajiyoklas, kuvars, amfibol ve kloritleşmiş biyotit içeren tonalit kayacına ait c) tek nikel ve d) çift nikel mikroskop görüntüsü.

(b) yüksek tenörlü breş dolgulu hematit (BDH) cevherleşmesi (%35-60 Fe) olmak üzere iki cevher tipinden oluşmaktadır.

DTHM cevherleşmesinde daha önce Atılğan (1977) tarafından MTA için maden jeolojisi, jeofizik, yarma ve sondaj çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalarda elde edilen verilere göre cevherleşmesinin volkano-sedimanter kökenli olduğu öngörülmüştür. Yapılan sondaj çalışmalarında cevherin ortalama 10 m kalınlığında, GB doğrultulu, 40-45° açıyla GB'ye eğimli olduğu belirlenmiştir. Cevherli karot örneklerinin kimyasal analizleri cevher tenörünün %19-45 Fe arasında değiştiğini ve ortalama %30

Fe olduğunu ortaya koymuştur. Yarmalardan alınan cevher örneklerinin teknolojik testlerinde cevher tenörünün zenginleştirme ile %50 Fe'ye çıktığı tespit edilmiştir (Atılğan, 1977).

DTHM cevherleşmesi Gümüşalan Formasyonu'nun üst seviyelerinde gelişmiş ve Balaban yerleşim yerinden başlayıp yaklaşık K45°B istikametinde 6-7 km devamlılık göstermektedir (Şekil 3). Demiroksit-hidroksit içeriği nedeniyle sarımsı-kahve renk tonlarıyla sahada belirgin olarak izlenmektedir. Hematitli metakumtaşları genellikle ince-orta yer yer de kalın tabakalı olarak gözlenmektedir (Şekil 9).



Şekil 9- Balaban demir cevherleşmesine ait arazi fotoğrafları. a) Kumtaşı tabakaları içinde taneler arası çimento ve ornatım şeklinde izlenen götit ve hematit oluşumları b) düşük tenörlü limonitik cevherleşme; c-d-e) yüksek tenörlü breş dolgulu hematit (BDH) cevherinin görünümü; f) Gümüşalan Formasyonu metakumtaşlarının tabakalı görünümü.



Breş dolgulu hematit (BDH) cevherleşmesi, inceleme alanının merkezinde ve kuzeybatısında iki lokasyonda, Balaban Formasyonu ile Gümüşalan Formasyonu arasındaki tektonik hatlarda ve Gümüşalan Formasyonu içinde gelişmiştir. Cevher zonlarının genişliği yaklaşık 15-20 m, uzunluğu ise 350-400 m arasındadır.

#### 4.2.1. Sondaj Çalışmaları

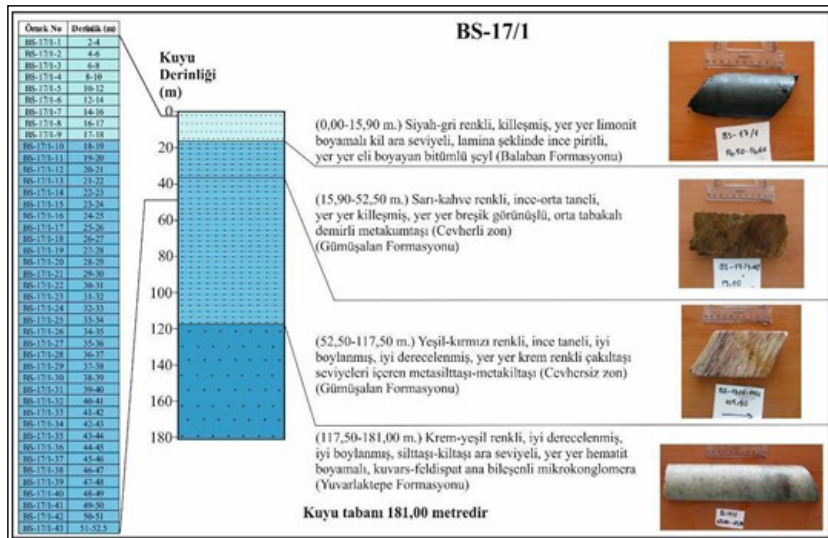
Cevher zonu boyunca farklı lokasyonlarda MTA tarafından yapılan sondajlarda, cevherli seviyenin Gümüşalan Formasyonu'nun en üstte bulunan 1-57 m arasında değişen kalınlıklar sunduğu gözlenmiştir. Demir cevherleşmesinde kalınlığın oldukça değişik olması ayrıca üst sınırın düzgün ancak alt sınırın girintili çıkıntılı olması bunların ortama sonradan yerleştiğine ve sinsedimanter olmadığına işaret etmektedir. Sondaj verileriyle elde edilen bu veriler cevherleşmenin üstten beslenme şeklinde gerçekleştiğini belgelemektedir.

MTA tarafından yapılan BS-17/1, BS-17/2 ve BS-17/3 no.lu üç sondaj (Şekil 3) detaylı bir şekilde örneklenmiş olup mineralojik-petrografik incelemeleri ve kimyasal analizleri yapılarak değerlendirilmiş ve sondajlarda kesilen birimlerin jeokimyasal bileşimleri ortaya konmuştur.

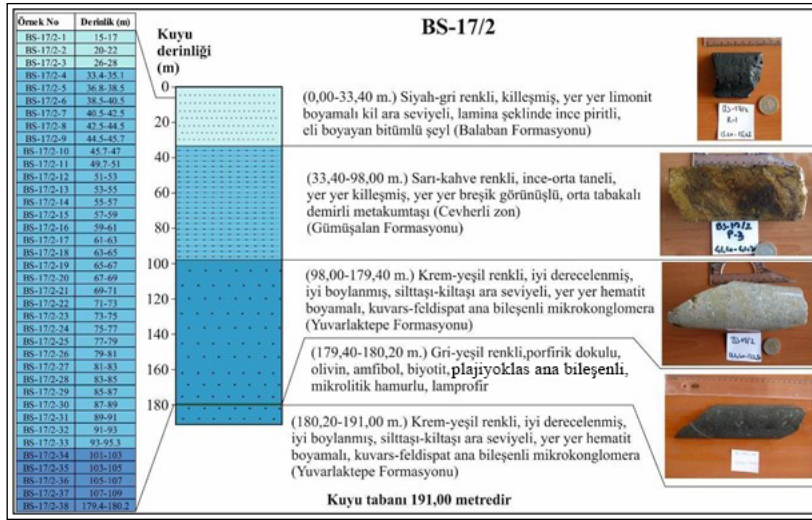
BS-17/1 no.lu sondaj, yüzeyde siyah-gri renkli, killeşmiş, yer yer limonit boyamalı, kil ara seviyeli, laminalı, piritli ve eli boyayan bitümlü şeylden oluşan Balaban Formasyonu'nda başlamış ve 16. metrede sarı kahve renkli, ince orta taneli, yer yer killeşmenin ve breşleşmenin gözlemlendiği orta tabakalı demirli metakumtaşlarından oluşan Gümüşalan Formasyonu'nun üst seviyeleri 52,50 metreye kadar devam etmiştir (Şekil 10).

BS-17/2 no.lu sondajda, 0-33,4 m arasında siyah-gri renkli, killeşmiş ve yer yer limonit boyamalı, kil ara seviyeleri içeren, pirit içeren laminalı ve eli boyayan bitümlü şeylden oluşan Balaban Formasyonu kesilmiştir (Şekil 11). 33,4-98 m arasında sarı-kahve renkli, ince-orta taneli, yer yer breşik görünümlü ve orta tabakalı demirli metakumtaşlarından oluşan Gümüşalan Formasyonu kesilmiştir. Bu sondajda kesilen 64,6 m kalınlığındaki Gümüşalan Formasyonu tamamı cevherli olup BS-17/1 sondajında ise 36,6 m cevherli zondan sonra Gümüşalan Formasyonu 65 m daha devam etmektedir (Şekil 11).

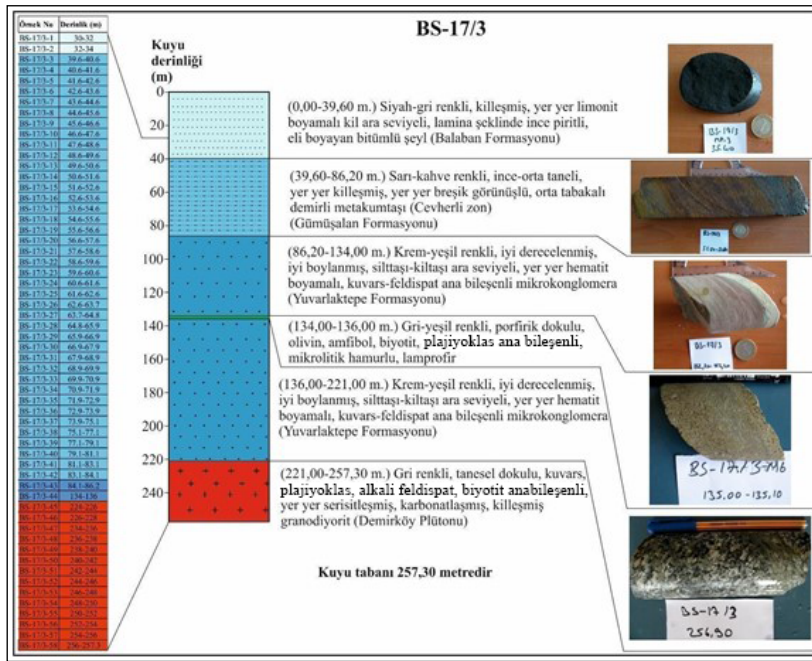
BS-17/3 no.lu sondajın 0-39,6 m arasında, siyah-gri renkli, killeşmiş, yer yer limonit boyamalı, kil ara seviyeleri içeren, piritli, eli boyayan laminalı bitümlü şeylden oluşan Balaban Formasyonu tespit edilmiştir (Şekil 12). 39,6-86,2 arasında, 46,6 m kalınlığında sarı-kahve renkli, ince-orta taneli kum



Şekil 10- MTA tarafından yapılan BS-17/1 no.lu sondaja ait kuyu loğu (Fotoğraflarda cevherleşmenin siyah şeyl ile kumtaşı sınırında yer aldığına dikkat ediniz).



Şekil 11- MTA tarafından yapılan BS-17/2 no.lu sondaja ait kuyu logu.

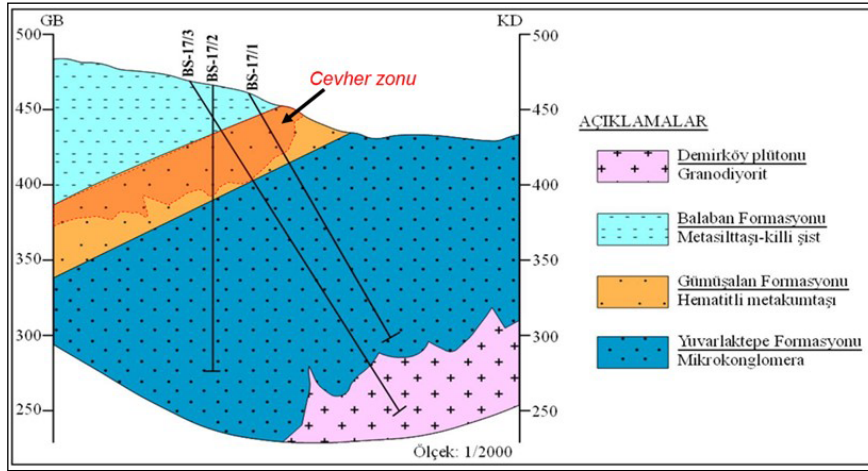


Şekil 12- MTA tarafından yapılan BS-17/3 no.lu sondaja ait kuyu logu. Bantlı cevher dokusu tipik olup şeyl ve kumtaşı katmanlanmasına uygunluk göstermektedir.

içeren, kısmen breşik görünümlü, orta tabakalı demirli metakumtaşından oluşan Gümüşalan Formasyonu kesilmiştir.

Sondajlardan elde edilen verilerin korelasyonları sonucunda çizilen enine jeolojik kesitte, Gümüşalan Formasyonu olarak adlandırılan Erken-Orta Jura yaşlı demirli metakumtaşı biriminin, alt ve üstündeki birimlerle uyumlu olduğu ve gerçek kalınlığının yaklaşık 35 metre olduğu belirlenmiştir (Şekil 13).

**Sondaj örneklerinin jeokimyası:** BS-17/1 sondajında kesilen 36 m cevher zonundan 34 adet örnek, BS-17/2 no.lu sondajda kesilen 64 m cevher zonundan 29 adet örnek ve BS-17/3 no.lu sondajda kesilen 46 m cevher zonundan 22 adet örnek alınarak jeokimyasal analizleri yapılmıştır. BS-17/1 sondajında cevher zonundaki iz elementlerin ortalama (n=34) içerikleri; As 424 ppm (111 ppm ile 1390 ppm arasında), Ba 105,7 ppm (12 ppm ile 745 ppm arasında), Co 16,9 ppm (2,5 ppm ile 127 ppm arasında), Cu 25,9 ppm

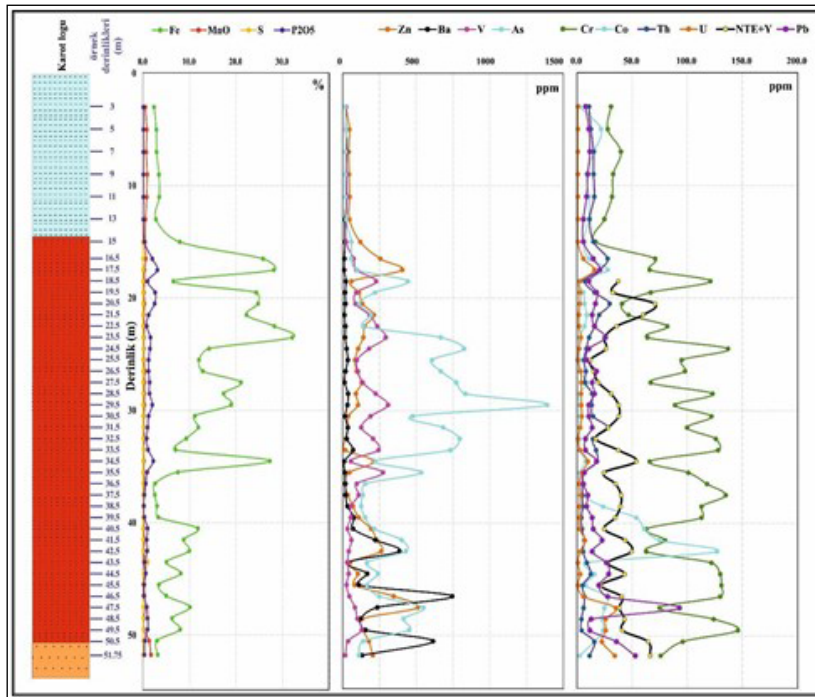


Şekil 13- MTA tarafından yapılan, BS-17/1, BS-17/2 ve BS-17/3 no.lu sondajların korelasyonu ile oluşturulan jeolojik enine kesitin görünümü.

(7 ppm ile 100 ppm arasında), Ni 69,6 ppm (7 ppm ile 341 ppm arasında), V 124,7 ppm (18 ppm ile 309 ppm arasında), Zn 131,3 ppm (15 ppm ile 512 ppm arasında), Th 11 ppm (4 ppm ile 29,8 ppm arasında), U 7,12 ppm (1 ppm ile 35,4 ppm arasında) ve  $\Sigma$ NYE+Y ise 37,1 ppm (11,8 ppm ile 79,6 ppm arasında)'dir. Cevherin üst seviyesindeki 20 m'lik kısımda Fe tenörünün %22 ile %32 arasında (bir örnek hariç) değiştiği ve altındaki cevher zonuna göre daha yüksek

Fe içerdiği görülmektedir. Yine cevherin ilk 6 m'lik kesiminde cevherin  $P_2O_5$  değeri de cevherin diğer kısmına göre görece daha yüksektir (Şekil 14). Kesitte Fe ile birlikte As, P, V artışının üst cevher zonunda tipik olduğu ve bunların üstteki organik maddece zengin şeyllerden yıkandığı anlaşılmaktadır.

BS-17/2 sondajında cevher zonundaki iz elementlerin ortalama (n=29) içeriği ise; As 214 ppm (4 ppm ile 511 ppm arasında), Ba 301,2 ppm (2,5 ppm



Şekil 14- BS-17/1 no.lu sondajda cevher zonuna ait örneklerin jeokimyasal stratigrafisi.



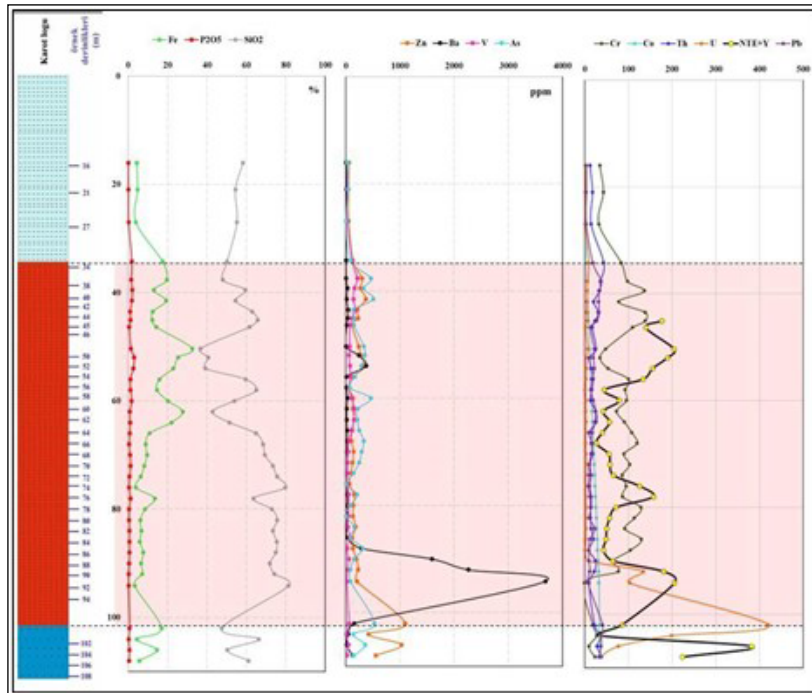
ile 3685 ppm arasında), Co 13,7 ppm (2,5 ppm ile 92 ppm arasında), Cu 7,13 ppm (1,5 ppm ile 12 ppm arasında), Ni 65,1 ppm (2 ppm ile 164 ppm arasında), V 84,5 ppm (24 ppm ile 213 ppm arasında), Zn 175,9 ppm (67 ppm ile 372 ppm arasında), Th 19,3 ppm (9,1 ppm ile 43,7 ppm arasında), U 14,45 ppm (1 ppm ile 135 ppm arasında) ve  $\Sigma$ REE+Y ise 112,7 ppm (27,15 ppm ile 382 ppm arasında) dir. BS-17/2 no.lu sondaj örneklerinden hazırlanan jeokimyasal stratigrafi kesiti incelendiğinde (Şekil 15), cevher zonunun 28 metrelik üst zonunun ortalama %19 Fe (% 12-32 arasında), cevherli metakumtaşı zonunun geri kalan kısmının ise (65 ile 93 m arası) ortalama %7 Fe içerdiği görülmektedir. Cevherli zonda Fe değeri arttıkça SiO<sub>2</sub> değerlerinin azaldığı ve bu değişimin neredeyse birebir ilişki gösterdiği açıkça görülmektedir.

BS-17/2 sondajında 46 m kalınlığındaki cevherli zonun Fe tenörü %13,7 ile %38,7 arasında değişmekte olup ortalama (n=22) %22,86'dır. Zonun ortalama (n=2) SiO<sub>2</sub> içeriği %51,2 (%26,6 ile %67 arasında), MnO içeriği %0,064 (%0,05 ile %0,1 arasında), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> içeriği %3,014 (%0,6 ile %16 arasında)'dir. Cevher zonundaki iz elementlerin ortalama (n=22) içeriği ise; 155 ppm As (47 ppm ile 481 ppm arasında), 6,97 ppm Co (2,5 ppm ile 19 ppm arasında), 7,71 ppm Cu (4 ppm

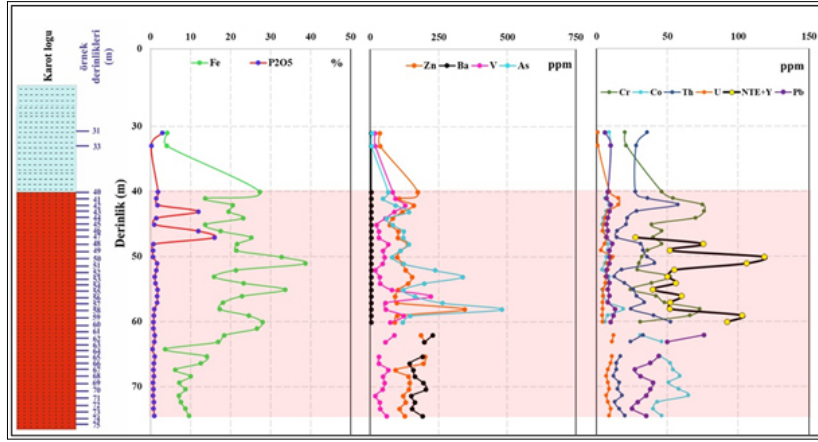
ile 16 ppm arasında), 55,8 ppm Ni (21 ppm ile 137 ppm arasında), 69,05 ppm V (19 ppm ile 221 ppm arasında), 125,1 ppm Zn (72 ppm ile 345 ppm arasında), 29,4 ppm Th (12,8 ppm ile 57,5 ppm arasında), 6,95 ppm U (3,3 ppm ile 15,5 ppm arasında) ve 100,2 ppm  $\Sigma$ REE+Y (27,25 ppm ile 365,4 ppm arasında)'dir. BS-17/3 nolu sondaj örneklerinden hazırlanan jeokimyasal stratigrafi kesiti incelendiğinde (Şekil 16), cevherli metakumtaşlarının ilk 20 metresinde (40-60 m arası) demir tenörü ortalama %23 olup cevher zonunun ilk 7 metresinde fosfor değerlerinin de demir ile birlikte arttığı gözlenmiştir. Diğer taraftan, BS-17/1 ve BS-17/2 no.lu sondajlardaki cevherli zonda olduğu gibi BS-17/3 no.lu sondajda da cevherli zonda As değerleri demir ile birlikte artış göstermektedir.

### 4.3. İzotop Jeokimyası

Gümüşalan Formasyonu'nun üst seviyelerindeki metakumtaşların, organik maddece zengin bitümlü şist içeren Balaban Formasyonu tarafından örtüldüğü ifade edilmektedir. Aynı zamanda, Gümüşalan Formasyonu içerisinde organik maddece zengin bitümlü şistler ve metakumtaşlarının içerisinde pirit içeriklerinin bulunduğu aktarılmaktadır. Özellikle, Gümüşalan Formasyonu'ndaki metakumtaşlarda oksidasyon sürecinde çözünen piritlerin boşluklar şeklinde



Şekil 15- BS-17/2 no.lu sondajda cevher zonuna ait örneklerin jeokimyasal stratigrafisi.



Şekil 16- BS-17/3 no.lu sondajda cevher zonuna ait örneklerin jeokimyasal stratigrafisi.

gözlemlendiği belirtilmektedir. Demir cevherleşmesinin kökenine ışık tutmak amacıyla Balaban ve Gümüşalan formasyonlarındaki pirit içeren seviyelerden örnekler alınmış ve kükürt izotopu analizleri yapılmıştır. Elde edilen verilere göre,  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri % -18 ile % -37 arasında değişmektedir. Balaban Formasyonu'na ait metakumtaş birimlerindeki piritlerin ortalama  $\delta^{34}\text{S}$  değeri % -22,03 iken, Gümüşalan Formasyonu metakumtaş seviyesinde alınan piritlerin ortalama  $\delta^{34}\text{S}$  değeri ise % -36,23 olarak saptanmıştır. Balaban Formasyonu'nun çökeldiği Toarsiyen ve Oksfordiyen arasındaki deniz suyunun  $\delta^{34}\text{S}$  değeri %15 ile %25 arasında değişmektedir. Organik maddece zengin metakumtaşlardaki piritlerin bu dönemdeki deniz suyundan, muhtemelen bakterilerin sülfatı indirgemesi sonucu geliştiği öne sürülmektedir (Çizelge 1).

## 5. Tartışma ve Sonuçlar

Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden olan Istranca Masifi, çalışma alanını içine almaktadır. Bu özelliği nedeniyle oldukça karmaşık ve önemli tektonik ve jeolojik özelliklere sahiptir. Çalışma alanında

mikrokonglomera ve silttaşı ara tabakalı kuvarsitik kumtaşlarından oluşan Yuvarlaktepe Formasyonu, masife ait metamorfik birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Bu birimden sonra dolomitleşmiş ve rekristalize özellik gösteren kireçtaşı, mermer ve kumtaşından oluşan Domuzpınartepe Formasyonu, bu birimle yanal geçişli demirli metakumtaşı ve metasilttaşlarından oluşan Gümüşalan Formasyonu yer alır. En üstte ise ince kireçtaşı ara katkıları içeren bitümlü metaşeyl ve metasilttaşı ardalanmasından oluşan orta-geç Jura yaşlı Balaban Formasyonu gelmektedir.

Balaban demir cevherleşmesi erken Jura yaşlı Gümüşalan Formasyonu'nun en üst kesimindeki metakumtaşları içinde bulunmaktadır. Gümüşalan Formasyonu'nun üst kesiminde gelişen cevherli zon K45°B doğrultulu 28°GB eğimli olup yaklaşık 6-7 km yanal devamlılık sunmaktadır. MTA tarafından yapılan 57 adet sondaj verisine göre cevher kalınlığı 1-57 m arasında, ortalama 15,7 metredir. Fe tenörü ise %9-31 arasında değişmektedir ve ortalaması %16,14'dir. Kumtaşı içindeki Balaban demir

Çizelge 1- Piritlere ait  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  değerleri.

No	Örnek No	Formasyon Adı	Örneğin alındığı derinlik (m)	Litoloji	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)
1	E-18/29-Si1	Balaban	8,50	Bitümlü metaşeyl	-21,10
2	E-18/29-Si3	Gümüşalan	15,10	Demirli metakumtaşı	-35,96
3	E-18/34A-Si1	Balaban	70,00	Bitümlü metaşeyl	-18,78
4	E-18/34A-Si2	Balaban	75,70	Bitümlü metaşeyl	-26,21
5	E-18/30AT-Si1	Gümüşalan	77,00	Metakumtaşı	-36,61

cevherleşmesinde ortalama %15,81 Fe tenörlü 6.923.252 ton kaynak tespit edilmiştir (Tiringa vd., 2019).

İnceleme alanında iki farklı cevher tipi yer almakta bunlardan ilki, hematitli metakumtaşları olup, Gümüşalan formasyonunun üst seviyelerinde gelişmiştir; ikincisi ise, Balaban Formasyonu ile Gümüşalan Formasyonunun tektonik dokanaklarında gelişen “breş dolgulu hematit” cevherleşmesidir. Hematitli metakumtaşları, lepidokrosit, magnetit, hematit, pirit, pirotit, kromit, rutil, kalkopirit, sfalerit ve psilomelan grubu mineralleri içermektedir. Demir cevher minerallerinden en yaygını lepidokrosit olup, ikinci sırada hematit bulunmakta ve nadiren de olsa magnetit gözlenmektedir. Kromit, rutil gibi minerallerin ise metakumtaşları içerisinde kırıntılı olarak bulunduğu ve kumtaşının çökelimi sürecinde kırıntılı olarak havzaya geldiği ve demir cevherleşmesi ile kökensel bir ilişkisinin olmadığı düşünülmektedir. Balaban demir cevherleşmesinde oolitik veya pizolitik yapı ve dokuların gözlenmemesi, cevherleşmenin sedimanter olarak oluşmadığını işaret etmektedir. Bazı araştırmacılara göre (Young ve Taylor, 1989; Petráněk ve Van Houten, 1997) Fe içeriği  $> \%15$  olan sedimanter kayalar oolitik demirtaşları olarak tanımlanırken, Salama vd. (2013) ise tanelerin de en az  $\%5$ 'inin oolit, pizolit ve onkoit olması gerektiğini, Eichler (1976) ise çökme (slump) yapıları, stilolit ve büzülme (shrinkage) çatlakları gibi yapıların sedimanter kökenli demir yataklarında bulunması gerektiğini belirtmiştir.

Cevherli metakumtaşları (CMK) ve breş dolgulu hematit cevherine (BDH) ait jeokimya sonuçlarına göre; CMK'nın demir tenörleri  $\%2,9$  ila  $\%45,9$  arasında, BDH'nin ise  $\%9,1$  ila  $\%72,1$  arasında değişmektedir. CMK'nın Fe tenörleri her ne kadar BDH'nin tenörleri gibi yüksek olmasa da yer yer yüksek değerlere ulaşabildiği görülmektedir. Her iki cevher tipinde de 1200 ppm'e varan Zn değerleri ile Cu'da dikkat çekici değerler bulunmaktadır.

Cevherli metakumtaşlarının jeokimyasal kesitleri, cevherin üst zonundaki Fe tenörünün ortalama  $\%26,12$  ve nispeten yüksek, geri kalan kısmının ise ortalama  $\%12,05$  olup düşük olduğunu göstermektedir. Cevherli zonda Fe tenör değeri arttıkça  $\text{SiO}_2$  değerlerinin

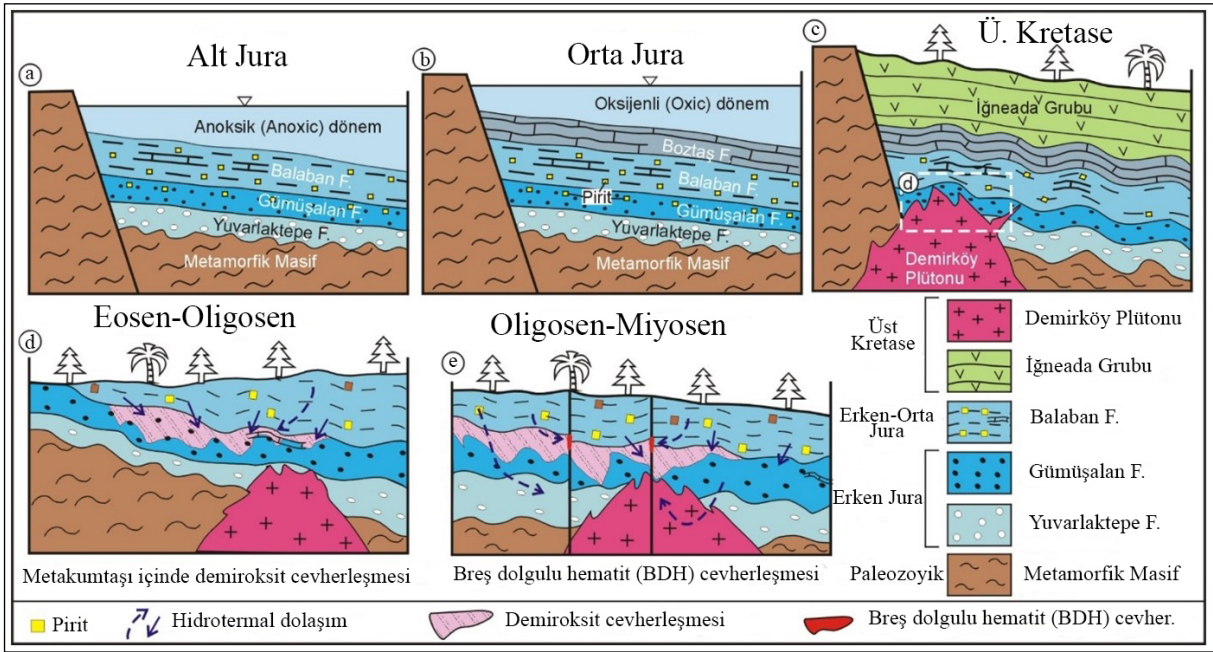
azaldığı ve bu değişimin düşey cevher zonu boyunca neredeyse aynı olduğu görülmektedir. Ba ve U değerlerinin ise cevherli metakumtaşlarının en alt kesiminde dikkat çekici bir şekilde yüksek değerlerde olduğu görülmektedir.

BDH zonuna ait kuvars minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında, kuvarsın Th değerleri 260-599 °C arasında tespit edilmiştir. En yaygın Th değeri (n=14)  $>500$  °C olup, ikinci yaygın Th değerleri (n=6) ise 400-450 °C arasındadır.

Üşümezsoy (1990)'a göre, Istranca Masifine ait birimler, Triyas-Jura çökel prizmasının Kimmeriyen orojeni sırasında metamorfizmaya uğramıştır. Triyas-Jura çanağına ait birimler Geç Jura öncesi deformasyon geçirerek A tipi yitim sonucu kapanım esnasında, Triyas-Jura çökel istifi kuzeye devrik kıvrımlı bir yapı kazanmış ve Kırklareli temeli çökel istifi üzerine bindirerek kuzeye devrik bir yapı oluşturmuştur (Üşümezsoy, 1990). Okay vd. (1990) Istranca masifinin, gnays, migmatit ve granitlerden oluşan geç Variskan bir temelini olduğunu, yüksek dereceli bu metamorfizmanın erken Permiyen döneminde geçirdiğini ileri sürmüştür.

Cevherleşmelerin sahadaki özellikleri, jeokimyasal veriler (duraylı kükürt izotopları, cevher ve yan kayaç jeokimyası), mineralojik-petrografik veriler birlikte değerlendirilerek Balaban demir cevherleşmesi için bir oluşum modeli önerilmiştir (Şekil 17). Bu çalışma ile önerdiğimiz oluşum modeline göre; erken Jura döneminde sığ derinliklerdeki oksijenli deniz suyu ortamında kumtaşlarından oluşan Gümüşalan formasyonu çökelmiştir (Şekil 17a). Erken Jura'nın sonlarına doğru, Toarsiyen döneminde ortamın derinleşmesiyle oksijenli ve oksijensiz iki su tabakası gelişmiş ve oksijensiz (anoksik) ortamda Balaban formasyonunun tabanında yer alan siyah şeyller çökelmiştir (Şekil 17a). Bu indirgen koşullarda, siyah şeyllerle birlikte önemli miktarda pirit çökelimi gerçekleşmiştir. Juranın alt Toarsiyen döneminde tüm dünya denizlerinde ve başta Tethis okyanusunda yaşanan oksijensizlik ve bunu gösteren siyah şeyl çökelimi literature geçmiş önemli bir paleoekolojik olgudur (Jenkyns, 1988; Jime'nez vd., 1996; Jenkyns vd., 1997; Cope vd., 1998; İzumi vd., 2012). Bu oksijensiz deniz ortamının çökeli olan siyah şeyller





Şekil 17- Cevherleşme oluşum modeli.

içindeki Ürküt manganez yatağı (Macaristan) ayrıntılı çalışılmış bir yataktır (Polgari vd., 1991, Jenkyns vd., 1991) Öte yandan siyah şeyller içinde sinsedimanter oluşumlu manganez karbonatlar ve bunların oksitlenme ürünü manganez oksit yatakları Türkiye'nin ve dünyanın çeşitli yerlerinde "siyah şeyl serileri içindeki yataklar" şekline tanımlanmış önemli bir cevherleşme tipini de oluşturmaktadır (Öztürk ve Hein, 1997). Jura'daki alt Toarsiyen anoksiyasının, bir başka ifadeyle oksijensiz deniz ortamının ve ilişkili sedimantasyonun günümüzdeki örnekleri ise Kara Deniz (Arthur ve Dean, 1998; Mort vd., 2010), Baltık Denizi (Schneider, 2011; Jilbert ve Slomp, 2013) ve Doğu Çin Denizi (Chen vd., 2007) gibi denizlerdir. Bunların ortak özellikleri ise kapalı veya kısmen kapalı oluşları ve organik madde üretiminin fazlalığı ve diplere metan ve hidrojen sülfür gibi oksijensiz gazların egemen oluşudur. Literatürdeki bu veriler dikkate alındığında inceleme alanındaki Balaban formasyonundaki piritli siyah şeyllerin de alt Toarsiyen döneminde dünya denizlerinde etkin olan oksijensiz ortamda çökelediği ve bu birimlerin piritlerin Balaban demir cevherleşmesi için demir açısından bir kaynak olabileceği değerlendirilmiştir.

Piritlerin duraylı kükürt izotoplarının yüksek negatif değerlerde olması, deniz suyu sülfatının

bakteriler tarafından indirgenerek fraksiyonlaşmanın gerçekleştiğini ve indirgenen kükürtün Fe ile bileşik yaparak piritlerin çökelediğini göstermektedir. Kükürt izotoplarındaki yüksek negatif değerler aynı zamanda fraksiyonlaşmanın açık sistemde gerçekleştiğine, sürekli sülfat açısından beslendiğine işaret etmektedir. Balaban formasyonunun çökelişi sırasında zaman zaman oksidan koşulların gerçekleştiği ve siyah şeyllerin üzerindeki seviyelerde manganez ve fosfat yumrularının da çökelediği gözlenmiştir (Bedi vd., 2011). Orta Jura'da oksijenli deniz suyu koşullarında sığ bir deniz ortamında karbonatlarla temsil edilen Boztaş formasyonu çökelmiştir (Şekil 17b). Mesozoyik birimlerin, Geç Jura (Üşümezsoy, 1990) veya Geç Jura-Alt Kretase (Elmas vd., 2011) döneminde yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış, ardından çekirdek kompleksi şeklinde yükselen (Elmas vd., 2011) metamorfik kayalar üzerinde Senomaniyen'de sığ denizel kumlu karbonat çökelişi (Okay vd., 2001) gerçekleşmiştir. Ayrıca, bu dönemde granodiyoritik plütonlar, andezitik lav ve tüflerle temsil edilen erken Senoniyen magmatik yay ve yay içi havza birimleri çökelmiştir (Boccaletti vd., 1974; Şekil 17c). Olasılıkla, Paleosen- Orta Eosen öncesi dönemde yüzeylenmiş olan Balaban Formasyonu'ndaki siyah şeyl seviyeleri oksitlenmiş ve formasyon içindeki piritler çözünerek  $Fe^{2+}$

iyonları açığa çıkmıştır. Benzer süreçte yine daha üst seviyelerdeki manganez ve fosfat yumrulu seviyelerden de çözünen  $Mn^{+2}$  ve  $PO_4^{-3}$  iyonları aşağı doğru hareket ederek Gümüşalan Formasyonu'na ait kumtaşlarının içine sızması ile yukarıdan aşağıya bir demir göçü gerçekleşmiş olmalıdır (Şekil 17d). Üstten taşınan demir iyonları kumtaşları içindeki oksidan ortam koşullarında, olasılıkla kumtaşlarındaki karbonatlı ve silikatlı mineralleri replase ederek lepidokrosit ( $FeOOH$ ) ve hematit ( $Fe_2O_3$ ) şeklinde çökelmiş olmalıdır. Jeokimyasal stratigrafide, Gümüşalan Formasyonu'nun alt seviyesinde uranyumca bir zenginleşmenin olduğu (419,9 ppm'e kadar) tespit edilmiştir. Bu durum ise, organik maddece zengin şeyllerden çözülmüş olan  $U^{+4}$  iyonlarının hematitlerin çökeldiği oksidan ortamda tutuklanmadan iyon olarak daha derine doğru hareket ettiğini ve Gümüşalan Formasyonu'nun alt seviyelerindeki indirgen koşullarda tutuklanarak zenginleştiğini göstermektedir. Gerek major oksitler, iz elementler ve gerekse nadir yer elementleri hem Balaban Formasyonu hem de kumtaşı içindeki cevherleşmedeki benzerliklerin kökensel ilişkisini göstermektedir. Bir başka ifadeyle Fe, As, P, V ve NYE'leri, üstteki Balaban Formasyonu'ndan altındaki Gümüşalan Formasyonu'na göç etmişlerdir. Bu işlem Üst Kretase yaşlı Demirköy Plütunu'nun yerleşimi sonrası olduğundan cevherleşmeye plütun yerleşimiyle ilgili bir madde transferi söz konusu değildir.

Balaban Formasyonu'ndaki kumtaşları içindeki düşük tenörlü demir cevherleşmesinde As, P, V, Cu, Zn şeklinde bir element birlikteliği görülür. Demir cevherleşmesine giren bu elementler organofilik elementlerdir ve üstte yer alan organik maddece zengin piritik şeyllerden kaynaklanmış olmalıdır. Buna karşın Au +As zenginleşmesinin tipik olduğu damar tipi breşik demir cevherleşmesi, daha derindeki yaşlı kayalardan çözülen demir ve Au gibi iz elementlerin hidrotermal süreçlerle ilgili olarak Balaban Formasyonu içindeki fay hatlarında oluştuğunu göstermektedir (Şekil 17e). Breş dolgulu hematit cevherleşmesi, bölgedeki magmatik etkinlik sonrası yani Orta Eosen ve sonrası dönemde gerçekleşmiş olmalıdır. Breş dolgulu hematit cevherleşmesindeki 50 ppb'ye varan altın değerleri damarı oluşturan hidrotermal etkinliğin soğumuş granit ve diğer

çevre kayalarından altın çözdüğünü göstermektedir. Yüksek negatif duraylı kükürt izotop değerleri de ( $\delta^{34}S_{CDT} = \text{‰} -36$  ile  $-21$  arasında) kükürtlerin magmatik olmadığını ve dolayısıyla ortamda magmatik kökenli sıcak suların rol olmadığını ve cevherleşmenin magma sokulumundan sonra olduğuna işaret etmektedir (Demiryürek, 2021).

### Katkı Belirtme

Bu çalışma, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün 2021-32-13-05-1 özel kod no.lu projesi kapsamında desteklenmiştir. Gösterilen kolaylık ve destekten ötürü MTA Genel Müdürlüğü'ne, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa (İÜ-C) Jeoloji Mühendisliği Bölümü imkânlarının kullanılmasını sağlayan Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı Başkanlığı'na teşekkür ederiz.

### Değinen Belgeler

- Arthur, M.A., Dean, W.E. 1998. Organic-matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea. *Paleoceanography* 13: 395–411.
- Atılğan, A. 1977. Kırklareli-Demirköy-Balaban sedimenter demir cevheri ön istikşaf raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 6660. Ankara (yayımlanmamış).
- Ayhan, A., Dinçel, A., Tuğrul, Y. 1972. Istranca masifinin Yıldız dağları jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 5130. Ankara (yayımlanmamış).
- Aykol, A. 1979. Kırklareli Demirköy Formasyonunun Petroloji ve Jeokimyası. İTÜ Maden Fakültesi Doçentlik Tezi, 108s, İstanbul (yayımlanmamış).
- Aykol, A., Tokel, S. 1991. The Geochemistry and Tectonic Setting of the Demirköy Pluton of the Srednogie-Istranca Granitoid Chain, NW Turkey. *Mineralogical Magazine*, 55, s. 249-256.
- Bedi, Y., Ergen, A., Doğan, A., Okuyucu, C., Tekin, U. K., Tuncay, E., Kuşçu, İ., Ulusoy, E., Türkmen, Ö., Soycan, H., Demiray, G., Göncüoğlu, M.C. 2011. Istranca Kristalen Kompleksi'nin Tektonostratigrafik Özellikleri ve Bulgaristan'daki İstiflerle Karşılaştırılması: Ön Bulgular (KB Türkiye-GD Bulgaristan). 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, 28-29.
- Bedi, Y., Vasilev, E., Dabovski, C., Ergen, A., Okuyucu, C., Doğan, A., Tekin, U. K., Ivanova, D., Boncheva, I., Lakova, I., Sachanski, V., Kuşçu, I., Tuncay, E., Demiray, D. G., Soycan, H.,

- Göncüoğlu, M. C. 2013. New Age Data From the Tectonostratigraphic Units of the Istranca "Massif" in NW Turkey: a Correlation With SE Bulgaria. *Geologica Carpathica* 64, 255–277.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. 1974. The Balkanides as an Instance of Back-Arthrustbelt: Possiblerelation with the Hellenides. *Geological Society America Bulletin* 85, 1077-1084.
- Chen, C.C, Gong, G.C, Shiah, F.K. 2007. Hypoxia in the East China Sea: One of the largest coastal low-oxygen areas in the world. *Marine Environmental Research* 64(4):399-408.
- Cope, J. C. W. 1998. Discussion on estimates of the amount and rate of sea-level change across the Rhaetian–Hettangian and Pliensbachian–Toarcian boundaries (latest Triassic to Early Jurassic). *J. Geol. Soc. Lond.* 155, 421.
- Çağlayan, A., Yurtsever, A. 1998. Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B-3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 Paftaları, 1:100.000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları. No: 20, 21, 22, 23. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Demiryürek, E. 2021. Balaban (Demirköy-Kırklareli) Demir Cevherleşmesinin Jeolojisi ve Oluşumu, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa. Doktora Tezi, 107s, İstanbul.
- Eichler, J. 1976. Origin of the Precambrian banded iron-formations. In *Handbook of Strata-bound and Stratiform are Deposits* (ed. K. H. Wolf), Elsevier 7, 157-197.
- Elmas, A., Yılmaz, I., Yiğitbaş, E., Ullrich, T. 2011. A Late Jurassic-Early Cretaceous metamorphic core complex Strandja Massif, NW Turkey, *International Journal of Earth Science* 100, 1251-1263.
- Ercan, T., Türkecan, A., Gailou, H., Satır, M., Sevin, D., Şaroğlu, F. 1998. Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 120, 199-222.
- Gültekin, A. H. 1999. Şükrüpaşa Sokulumu (Dereköy-Kırklareli) ile İlişkili Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Kimyasal İlişkileri, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 42, 1, 29-45.107: 155–169.
- Izumi, K., Miyaji, T., Tanabe, K. 2012. Early Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event recorded in the shelf deposits in the northwestern Panthalassa: Evidence from the Nishinakayama Formation in the Toyora area, west Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315-316, 100-108.
- Jenkyns, H. C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. J. Sci.* 288, 101–151.
- Jenkyns H. C., Clayton, C. J. 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology* 144, 687– 706.
- Jenkyns, H.C. Geczy, B, Marshall, J.D. 1991. Jurassic Manganese Carbonates of Central Europe and the Early Toarcian Anoxic Event, *The Journal of Geology*. V 99, p 137-149
- Jilbert, T, Slomp C.P, 2013. Iron and manganese shuttles control the formation of authigenic phosphorus minerals in the euxinic basins of the Baltic Sea. *Geochim Cosmochim Acta* 107: 155–169.
- Jime'nez, A. P., Jime'nez de Cisneros, C., Rivas, P. Vera, J. A. 1996. The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): Paleogeographic and paleobiogeographic significance. *J. Geol.* 104, 399–416.
- Karacık, Z., Tüysüz, O. C. 2009. Petrogenesis of the Late Cretaceous Demirköy Igneous Complex in the NW Turkey: Implications for the magma genesis in the Strandja Zone, *Lithos* 117, 331.
- Moore, W.J., McKee, E. H., Akıncı, Ö. 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey. *European Copper Deposits Congress Book, Belgrade*, 209-216.
- Mort, H.P., Slomp, C.P., Gustafsson, B.G., Andersen, T. J. 2010. Phosphorus recycling and burial in Baltic Sea sediments with contrasting redox conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74 (4), 1350–1362.
- Okay, A.İ, Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications* 156, 475-515.
- Okay, A., Yurtsever, A. 2006. Istranca Masifinin metamorfik kaya birimleri ile metamorfizma sonrası Kretase kaya birimleri. *Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2, Ankara.*
- Okay, A. İ., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F. 2001. The tectonics of Strandja Massif: late-Variscan and late-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences* 90, 217-233.
- Öztürk, H., Hein, J.R. 1997. Mineralogy and stable isotopes of black shale-hosted manganese ores, Southwestern Turkey, *Economic Geology*, 92,1, 733-744.

- Öztürk, H., Kasapçı, C., Cansu, Z., Hanilçı, N. 2016. Geochemical characteristics of iron ore deposits in central eastern Turkey: An approach to their genesis. *International Geology Review*.
- Pamir, H.N., Baykal, F. 1947. Istanca Masifinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 1, 7-43.
- Petránek, J., Van Houten, F. B. 1997. Phanerozoic ooidal ironstones. *Czech Geological Survey Special Publications* 7, 71.
- Polgári, M., Okita, P.M. Hein, J.R. 1991. Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit, Hungary. *Journal of Sedimentary Petrology* 61,3, 384-393.
- Salama, W., El Aref, M. M., Gaupp, R. 2013. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion – an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Geobiology* 11, 15–28.
- Schneider, B. 2011. PO4 release at the sediment surface under anoxic conditions: A contribution to the eutrophication of the Baltic Sea? *Oceanologia*, 53, 415 – 429.
- Siyako, M. 2006. Trakya Havzası Tersiyer Kaya Birimleri, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları 43-77.
- Taner, M.F. 1981. Şükrüpaşa (Demirköy-Kırklareli) Çevresinde Jeolojik, Petrografik İnceleme ve Cevherleşme Üzerine Görüşler. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 1777. Ankara (yayımlanmamış).
- Taner, M.F., Çağatay, A. 1983. Istanca Masifindeki Maden Yataklarının Jeolojisi ve Mineralojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 26, 31-40.
- Ternek, Z. 1949. Geological study of the region of Keban-Korudağ. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayını, D12, 78.
- Tiringa, D. 2019. Kırklareli-Demirköy-Balaban yöresindeki AR:201400302 (ER:3317272) no'lu IV. Grup Ruhsat Sahasına Ait Demir Madeni Buluculuk Talebine Esas Maden Jeolojisi ve Kaynak Tahmin Raporu (Maden Tetkik ve Arama), Ankara.
- TMMOB, 2015. Maden Mühendisleri Odası, Madencilik Bülteni, Türkiye'de Demir Cevheri Madenciligi, 28.
- Üşümezsoy, Ş. 1982. Petrogenetic Evolution of Strandja Massif (in Turkish). Istanbul University Faculty of Geosciences. Ph. D. Thesis.
- Üşümezsoy, Ş. 1990. Istanca Orojeni; Karadeniz Çevresi Kimmerid Orojen Kuşakları ve Masif Sülfür Yatakları, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 33, 17-28.
- Yılmaz, İ., Yılmaz, Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Akgunduz, A., Bayhan, U. C. 2022. Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in the Istanca (Strandja) Massif: New insights into magmatism along the northern margin of Gondwana in NW Turkey. *International Geology Review* , 1.64, no.17, 2456-2477.
- Young, T. P., Taylor, W. E. G. 1989. Phanerozoic ironstones. Geological Society, London, Special Publications 46, 251.
- Yurtsever, A. İmik, M., Özcan, İ., Arda, A., Çağlayan, A. 1993. Yıldız Dağları (Istanca Masifi)'nin Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9929. Ankara (yayımlanmamış).



# MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

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



## Çakırlı (Karabiga-Çanakale) deprem kümesi ve kaynağı: Yeni aktif faylar, Güneybatı Marmara Denizi –Türkiye

Ali KOÇYİĞİT<sup>a</sup> \* ve Doğan KALAFAT<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Aktif Tektonik ve Deprem Araştırma Laboratuvarı, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, Türkiye

<sup>b</sup>Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Çakırlı-Karabiga, Deprem Kümesi, Sismik Boşluk, Diri Fay, Olası Diri Fay.

**ÖZ**

Çalışma alanı, Marmara Denizi'nin güneybatı kıyısında yer alan Karabiga İlçesi ve yakın çevresini içermektedir. 15 Şubat-1 Mart 2019 tarihleri arasında Çakırlı Köyü ve yakın çevresinde, küçük ve sığ odaklı bir seri deprem meydana gelmiştir. Oluşum zamanı ve büyüklükleri baz alındığında, Çakırlı deprem kümesi olarak adlandırılan bu sismik etkinlik farklı büyüklükteki depremlerden oluşmaktadır. Önceki çalışmalarda, bu alanda herhangi bir aktif fayın varlığına ilişkin bir çalışma bulunmamaktadır. Deprem kümesi ve kaynağı, yakın gelecekte oluşacak yıkıcı depremlere ilişkin önemli veriler sunabilme potansiyeline sahiptir. Çünkü, bu tür deprem kümeleri yakın çevredeki sismik boşluklara sahip alanlar için tetikleyici etki oluşturabilmektedirler. Bu nedenle, Karabiga ve çevresinde ayrıntılı saha çalışması yapılmış ve jeolojik haritalama ve sismolojik veriler yardımıyla, bazı aktif ve potansiyel aktif faylar saptanmış, haritalanmış ve adlanmıştır. Bunlardan bazıları Çakırlı-Örtülüce, Şahmelek, Karabiga, Priapolis, Geyikkırı, Bozlar, Çınardere, Karapürçek ve Boranlı faylarıdır. Episantr dağılımı, odak derinliği ve deprem odak mekanizma çözüm diyagramları baz alındığında, Karabiga ve Boranlı faylarının aktif olduğu, Çakırlı deprem kümesinin kaynağının sağ-yanal doğrultu atımlı Boranlı Fayı olduğu ortaya konmuştur.

Gönderim Tarihi: 04.07.2024

Kabul Tarihi: 18.10.2024

Keywords:

Çakırlı-Karabiga, Earthquake cluster, Seismic Gap, Active Fault, Potential Active Fault.

**ABSTRACT**

The study area is Karabiga County and its near environ. It is located at the southwestern coast of Marmara Sea. A series of small and shallow-focus earthquakes occurred in a time slice of 15th February-1st March 2019 around Çakırlı Village in this area. The Çakırlı Earthquake cluster is made up of unequal earthquakes based on both the occurrence time and magnitude. Existence of any active fault has not been reported yet from this area in the previous studies. This earthquake cluster and its source have a great significance in the nearby seismic gaps, which are the potential areas of near future big destructive earthquakes. Because, such an earthquake cluster may add extra elastic strain energy to the nearby seismic gaps and may trigger them. For this reason, a detailed field study was carried out in the Karabiga area. In terms of both the field geological mapping and seismological data, a series of active and potential active faults were determined, mapped and named in the study area. Some of them are the Çakırlı-Örtülüce, Şahmelek, Karabiga, Priapolis, Geyikkırı, Bozlar, Çınardere, Boranlı and Karapürçek faults. Based on the epicenters distribution, focal depth and focal mechanism solution diagrams, both the Karabiga and Boranlı faults are active, and the source of the Çakırlı earthquake cluster is the Boranlı dextral strike-slip fault.

Received Date: 04.07.2024

Accepted Date: 18.10.2024

Atf Bilgisi: Koçyiğit, A., Kalafat, D. 2024. Çakırlı (Karabiga-Çanakale) deprem kümesi ve kaynağı: Yeni aktif faylar, Güneybatı Marmara Denizi – Türkiye. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi 6, 21-32.

\*Başvurulacak yazar: Ali KOÇYİĞİT, [alikocyigit45@gmail.com](mailto:alikocyigit45@gmail.com)

## 1. Giriş

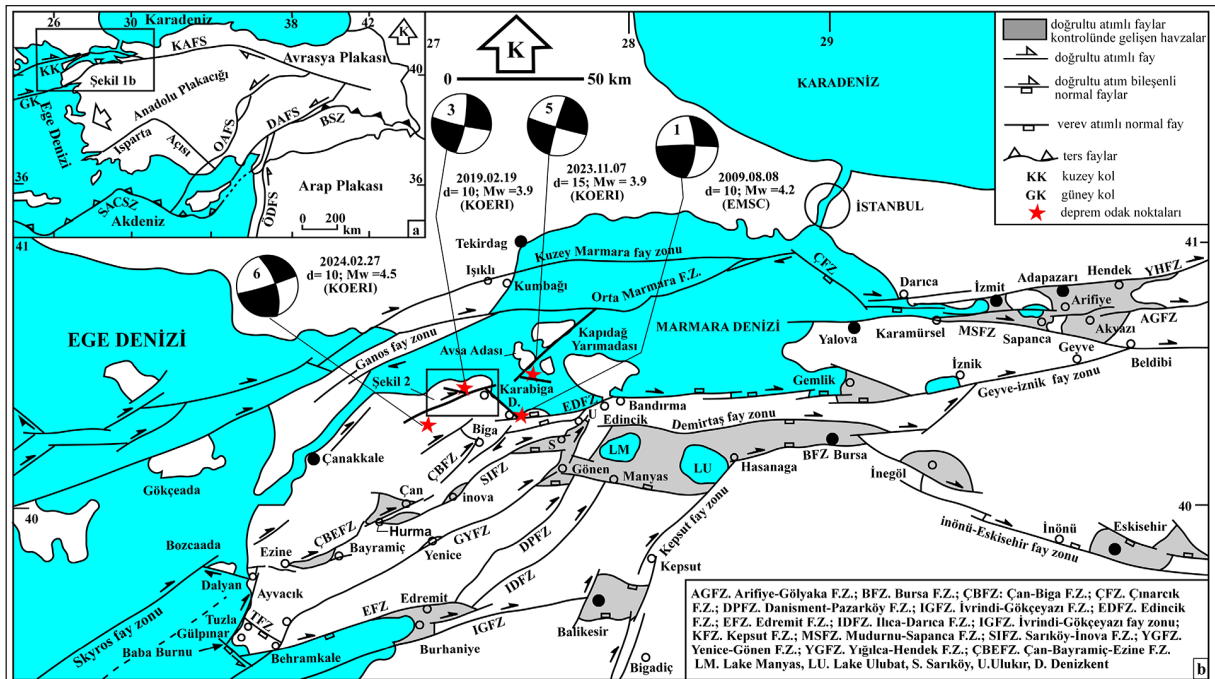
Türkiye ve çevresinin tektonik yapısı dört ana fay sistemi ile temsil edilir. Bunlar sırayla Kuzey Anadolu sağ-yanal doğrultu atımlı Fay Sistemi, Doğu Anadolu sol-yanal doğrultu atımlı Fay Sistemi, Ölü Deniz sol-yanal doğrultu atımlı Fay Sistemi ve Güney Ege-Kıbrıs Yitim zonudur. İlk iki fay sistemi Anadolu Levhası'nın kenar fayları olup Anadolu Levhası bu kenar fayları boyunca, Erken Kuvaterner'den (yaklaşık 2.6 My) günümüze güneybatı yönde hareket etmekte ve bu hız güneybatı Anadolu ve Ege'de daha da artmaktadır (Şekil 1a). Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS), Marmara Denizi, Biga-Gelibolu yarımadaları ve Kuzey Ege'de farklı uzunluk ve doğrultulara sahip çok sayıda fay kuşağı, fay takımı ve tekil faydan oluşmaktadır. Bu yapılardan bazıları 120 km genişliğe kadar ulaşabilmektedir (Şekil 1b). Bu çalışmaya konu olan alan Marmara Denizi'nin güneybatı kesimindeki Karabiga İlçesi ve çevresidir (Şekil 1b'de dikdörtgen ile gösterilen alan). Günümüze değin, bu alan içinde herhangi bir aktif fay haritalanmamıştır. Bu çalışma kapsamında yapılan ayrıntılı saha çalışması ve jeolojik haritalama, Karabiga ve çevresinde bazı aktif fayların

varlığını ortaya koymuştur. Bu yeni gözlem ve bulgu, 15 Şubat-1 Mart 2019 tarihleri arasında büyüklükleri 0.7 ile 4.1 arasında değişen 117 küçük depremin oluşumuyla doğrulanmıştır.

Bu çalışma, haritalanan aktif fayların tanıtılmasının yanı sıra, küçük deprem kümesinin (earthquake cluster) kaynağı ve önemini açıklamayı amaçlamaktadır. Bu çalışmada kullanılan veriler arazi ve ofis çalışmalarıyla elde edilmiştir. Bunlar T-TECTO 3.0 bilgisayar programını, uydu görüntülerini, arazi fotoğrafı ve 1/25.000 ölçeğinde ayrıntılı arazi jeoloji haritalaması çalışmalarını kapsar. Bu çalışma aynı zamanda fay aynalarından kayma verilerinin (fayın doğrultusu, eğim miktarı ve yan yatım miktarı gibi) ölçümü ve analizi, deprem odak mekanizması çözümlerinin birlikte değerlendirilmesi ile gerçekleştirilmiştir.

## 2. Çalışma Alanının Genel Stratigrafik Özellikleri

Çalışma sahasında iki kaya topluluğu yüzeyler. Bunlar: (1) Kuvaterner öncesi temel kayalar ve (2) Kuvaterner yaşlı havza dolgusudur. Yaşlı temel kaya topluluğu, (a) Triyas-Jura yaşlı başkalaşım



Şekil 1- a) Türkiye ve çevresinin plaka tektoniği çatısını ve önemli tektonik yapıları gösteren yalınlaştırılmış harita. BSZ: Bitlis Kenet Kuşağı, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, KK: Kuzey kol, GK: Güney kol, OAFS: Orta Anadolu Fay Sistemi, ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi; b) Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Marmara, Biga, Kuzey Ege kesimini oluşturan önemli fay-fay kuşaklarını ve çalışma alanını gösteren yalınlaştırılmış neotektonik harita.



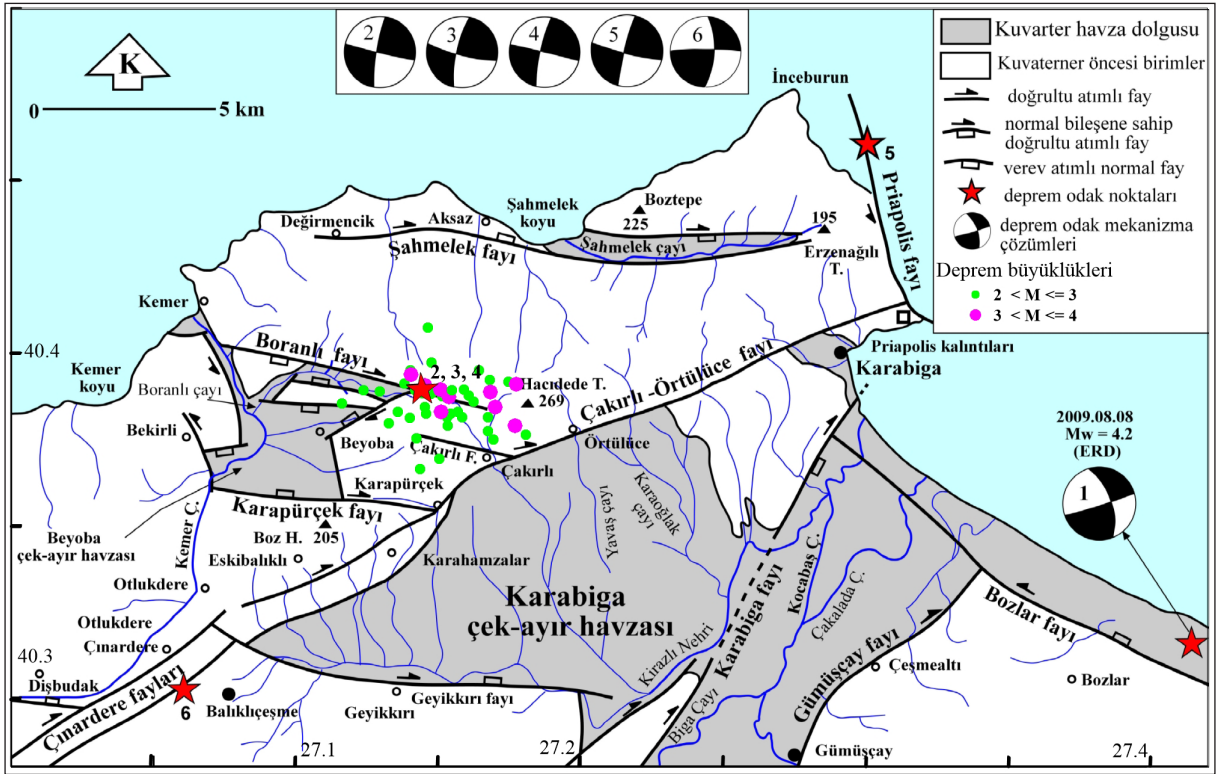
(metamorfik) kayaları, (b) Kretase-Erken Paleosen yaşlı ofiyolitik karmaşık (melanj) ve (c) Orta Eosen yaşlı granitoidlerden oluşur. Yaşlı kaya topluluğu, makalenin amacı dışında olduğu için ayrı ayrı haritalanmamıştır. Bununla birlikte bu kayaların genel özellikleri kısaca açıklanmıştır. Çünkü temel kayalar, yeni yerleşim alanlarının yer seçiminde büyük öneme sahiptir. Başkalaşım kayaçlar çoğunlukla iyi yapraklanmış, gri-koyu gri, kırmızı ve kahve renkli kuvars-mikaşist, metakuvarsit, amfibolit, gnays, mermer ve fillit ardaşımından oluşmakta olup yer yer 10-300 metre uzunlukta serpantinit ara düzeyleri içerir. Bu kayaçlar, önceki çalışmalarda “Çamlıca Metamorfitleri” ve “Karabiga Masifi” olarak adlandırılmış ve rapor edilmiştir (Okay vd., 1990; Yiğitbaş vd., 2015). Diğer temel kaya topluluğu ofiyolitik melanjdır. Tektono-sedimanter bir karmaşık olan bu kaya topluluğu, egemen olarak şeyl ve ofiyolitik kırıntılar içeren türbiditik ve killi bir hamur içinde yer alan değişik büyüklük ve yaşa sahip bloklardan oluşur. Bu bloklar genellikle Permian-Triyas yaşlı kireçtaşı, Triyas-Jura yaşlı ve ince katmanlı çörtlü pelajik kireçtaşları, kalın katmanlı rekristalize kireçtaşları, radyolaryalı çörtlü radyolarit, spilit, diyabaz, serpantinit ve Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı türbiditik kumtaşı-şeyl aralanmasından oluşan derin denizel istifdir. İç Pontid Keneti’nden kaynaklanmış olan bu kaya topluluğu önceki çalışmalarda “Çetmi Karmaşığı” olarak tanımlanmıştır (Okay vd., 1990; Yiğitbaş vd., 2015). Metamorfikler ile Çetmi Karmaşığı arasındaki dokunak ilişkisi tektoniktir (küçük ve büyük açılı bindirme fayı). Üçüncü kaya birimi Karabiga Granitoidi’dir (Güçtekin vd., 2004). Karabiga Granitoidi granodiyorit, granit ve kuvarsmonzodiyoritten oluşur. K/Ar tarihleme yöntemine göre granodiyoritin yaşı  $45 \pm 0.9$  My (Orta Eosen) (Güçtekin vd., 2004). Gerek metamorfitler ve gerekse ofiyolitik birimler, oldukça yoğun deformasyon geçirmiş (makaslanmış ve kırılıp ezilmiş) ve Karabiga Granitoidi tarafından kesilip metamorfizmaya uğratılmıştır.

En genç kaya birimi Kuvaterner yaşlı havza dolgusudur. Oluşum yeri ve tane boyuta göre iri taneli havza kenarı ve ince taneli havza ortası sedimanter fasiyesleri ile temsil edilmektedir. Genel olarak havza dolgusu, yamaç döküntüsü, yelpaze-önlük

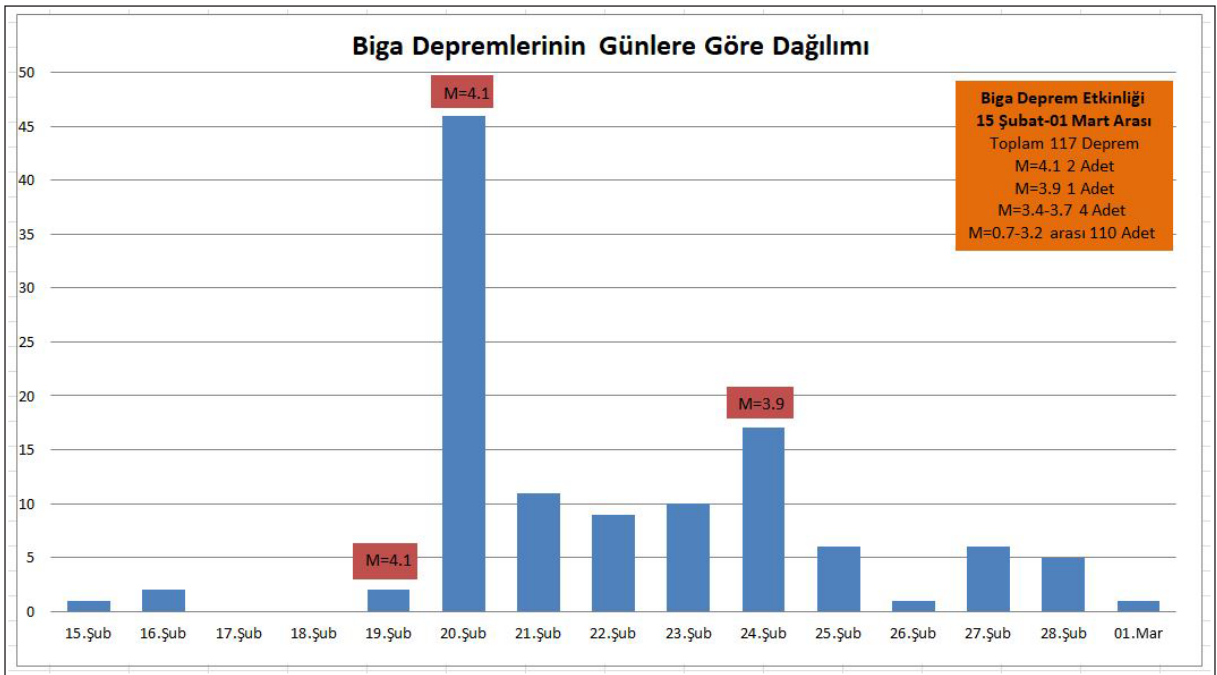
çökelleri, taşkın ovası, bataklık, delta ve denizel plaj sedimanlarından oluşur. Anılan bu fasiyesler deformasyon geçirmemiş olup birbirleriyle yatay ve düşey geçişler gösterir. Tane boyutu milimetreden bir metreye değin değişen sedimanlar çoğunlukla blok ve çakıl boyutunda olup daha yaşlı temel kayalardan türemişlerdir. Temel kayalar üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan havza dolgusunun kalınlığı birkaç metreden 100 metreye kadar değişebilmektedir. Gerek kıyı alanları ve gerekse önemli akarsu sistemlerinin taşkın ovalarında, havza dolgusu yüksek sınıvlaşma kapasitesine sahiptir. Karabiga İlçesi’nin büyük kesimi ve bazı köyler sınıvlaşma kapasitesi yüksek bu tür zeminler üzerinde yer almaktadır (Şekil 2).

### 3. Depremsellik

Çakırlı köyünün yaklaşık 1,5 km kuzeyinde, 15 Şubat 2019 tarihinde saat 23.24 de sığ odaklı (8,9 km) ve büyüklüğü 3.2 (Mw) olan bir deprem meydana gelmiştir (KOERI, 2019). Bu sismik olay, en yakın yerleşkenin adıyla Çakırlı depremi olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Bu deprem, 15 günlük bir süre içinde büyüklüğü 0,7 ile 4,1 arasında değişen toplam 117 küçük ve sığ deprem tarafından izlenmiştir (Şekil 2). Bu deprem etkinliği ya da deprem kümesi 2019 yılı Mart ayı sonuna değin devam etmiştir (KOERI, 2019). Depremlerin günlük dağılımı Şekil 3’te, büyüklüğü 2 ile 4.1 arasında değişen ve anılan deprem kümesini (Çakırlı deprem kümesi) oluşturan depremler ise Çizelge 1’de sunulmuştur. 46, 49, ve 50 numaralı depremlerin odak mekanizma çözümleri yapılmıştır (Şekil 2’de 2, 3 ve 4 no.lu çözüm diyagramları). Deprem çözümleri BKB doğrultulu ve güneybatıya eğimli düzlemler boyunca gerçekleşmiştir. Ayrıca çalışma alanı ve çevresinde en büyük asal sıkışmanın ( $\sigma_1$ ) KB-GD yönünde çalıştığını göstermektedir. Bu diyagramlar aynı zamanda, bu üç depremin ve diğer depremlerin Boranlı Fayı’ndan kaynaklanmış olduğunu göstermektedir (Şekil 2). Sonuç olarak, uzun süreli sismik boşlukların yakın çevresinde oluşacak bu tür deprem kümeleri, yakın çevredeki aktif faylara enerji aktarımının olmasına ve tetikleme etkisi yaparak büyük depremlerin oluşmasına yol açabilir. Bu nedenle uzun süreli sismik boşlukların yakın çevresinde gelişecek



Şekil 2- Çalışma alanının (Karabiga ve çevresi) sismotektonik haritası.



Şekil 3- Çakırlı-Beyoba (Karabiga) deprem kümesinin günlere göre dağılımı.

deprem kümelerinin ayrıntılı bir biçimde incelenmesi gerekliliğini ortaya koymaktadır. Bu bağlamda, Marmara Bölgesi'nde oluşan deprem kümeleri çok önemlidir. Çünkü Marmara Bölgesi'nde en az iki

büyük ve yıkıcı depreme kaynaklık edebilecek uzun süreli sismik boşluk bulunmaktadır. Bunlardan ilki Güney Marmara'da yer alan Geyve-Gemlik-Bandırma sismik boşluğu (yaklaşık 605 yıldır), diğeri ise Kuzey



Çizelge 1- 15 Şubat-1 Mart 2019 tarihleri arasında oluşan, büyüklükleri  $M_w = 2$  ile  $M_w = 4.1$  arasında değişen ve Çakırlı-Beyoba (Karabiga) deprem kümesini oluşturan depremlerin çeşitli sismik parametreleri.

Sıra	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklik	Lokasyon
1	1.03.2019	04:44:04	27,1642	40,3948	12	2,2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
2	28.02.2019	20:05:05	27,1435	40,3663	10	2,1	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
3	27.02.2019	21:07:05	27,1513	40,3873	5,3	2,5	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
4	25.02.2019	21:51:57	27,138	40,391	6,7	2,3	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
5	25.02.2019	16:37:31	27,1162	40,3853	5,4	2,1	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
6	25.02.2019	05:10:38	27,1607	40,3875	5,1	2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
7	25.02.2019	01:46:21	27,1675	40,3773	6,4	2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
8	24.02.2019	17:18:36	27,1675	40,3813	0	2,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
9	24.02.2019	15:36:56	27,1402	40,3948	13,1	2,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
10	24.02.2019	10:46:56	27,159	40,3893	7,2	2,3	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
11	24.02.2019	09:32:03	27,1745	40,3915	6,5	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
12	24.02.2019	04:25:02	27,1568	40,3828	6,3	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
13	24.02.2019	04:22:24	27,1768	40,3787	9,3	3,9	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
14	24.02.2019	04:20:24	27,1357	40,3828	6,3	2,1	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
15	24.02.2019	04:08:29	27,168	40,392	5	2,2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
16	24.02.2019	04:05:39	27,1773	40,3908	6,6	3,5	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
17	24.02.2019	03:07:03	27,1683	40,3885	7,4	3,2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
18	23.02.2019	22:48:20	27,1537	40,3872	7,2	3,2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
19	23.02.2019	22:41:06	27,1543	40,3822	7,8	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
20	23.02.2019	08:31:55	27,1692	40,3748	7,5	2,7	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
21	23.02.2019	08:27:14	27,1623	40,3857	7,2	2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
22	23.02.2019	03:08:01	27,1473	40,388	6,1	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
23	23.02.2019	02:03:01	27,153	40,3813	6,3	2,9	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
24	23.02.2019	00:19:34	27,17	40,3842	9,2	3,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
25	22.02.2019	13:31:08	27,1325	40,3795	8,3	2,2	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
26	22.02.2019	10:24:22	27,1807	40,3762	5,1	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
27	22.02.2019	01:04:51	27,1475	40,3972	7,9	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
28	21.02.2019	22:03:29	27,1532	40,3787	6,7	2	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
29	21.02.2019	15:08:06	27,1457	40,3823	4,3	2,4	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
30	21.02.2019	15:07:32	27,1762	40,2665	7,9	2,3	Doğancı-Karabiga (Çanakkale)
31	21.02.2019	09:59:50	27,1468	40,389	0	2,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
32	20.02.2019	18:26:09	27,1462	40,4073	9	2,1	Değirmencik-Karabiga (Çanakkale)
33	20.02.2019	15:29:55	27,1238	40,389	6,2	2,6	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
34	20.02.2019	4:43:32	27,14	40,381	4,6	2,2	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
35	20.02.2019	4:35:45	27,1453	40,3842	5,5	2,6	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
36	20.02.2019	4:32:51	27,1295	40,3887	5,7	2,7	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
37	20.02.2019	4:27:41	27,1403	40,3937	6,1	3,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
38	20.02.2019	4:05:18	27,1483	40,3885	8,8	2,3	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
39	20.02.2019	3:59:29	27,1503	40,3692	4	2,1	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
40	20.02.2019	3:30:46	27,1453	40,3905	5,5	3,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
41	20.02.2019	3:27:57	27,1507	40,3893	5,9	3,7	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
42	20.02.2019	2:15:03	27,1443	40,3882	8	2,6	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
43	20.02.2019	1:04:05	27,1642	40,3948	6,4	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
44	20.02.2019	0:33:54	27,1435	40,3663	9	4,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
45	20.02.2019	0:29:42	27,1513	40,3873	7,4	3	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
46	20.02.2019	00:27	40,3890	27,1515	8,0	3,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
47	20.02.2019	0:07:58	27,138	40,391	10,50	2,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
48	19.02.2019	2:48:42	27,1162	40,3853	10,70	4,1	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
49	19.02.2019	21:33	40,3870	27,1500	10,0	3,9	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
50	19.02.2019	19:48	40,3889	27,1513	11,0	3,7	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
51	16.02.2019	9:21:01	27,1607	40,3875	6,2	2,4	Çakırlı-Karabiga (Çanakkale)
52	15.02.2019	7:54:40	27,1675	40,3773	6,6	2,1	Karapürçek-Karabiga (Çanakkale)
53	08.08.2009	13:52	40,3236	27,4366	10,0	4,2	Bozlar-Karabiga (Çanakkale)

Marmara sismik boşluğudur (258 yıldır) (Ikeda, 1988; Barka, 1993; Yoshika ve Kuşcu, 1994; Uçarkuş vd., 2000; Özalp vd., 2013; Güçtekin vd., 2004; Polonia vd., 2004; Gasperini vd., 2011; Koçyiğit ve Gürboğa, 2021; Koçyiğit, 2023).

#### 4. Faylar

Çalışma sahasında, yüzeyleyen faylar değişik doğrultu (KD, D-B, KB, KKB) ve uzunluğa sahiptir. Genelde KD-gidişli faylar deformasyon bakımından daha egemen ve diğer faylara göre daha uzundur (Şekil 2). Fayların büyük çoğunluğu Kuvaterner öncesi aktiviteye sahip olup neotektonik dönemde etkinlik kazanmış bulunmaktadır. Bunun en önemli kanıtı hem yaşlı birimler hem de genç birimlerde görülen ve farklı deformasyonları gösteren yapılarıdır. Buna karşın diğer bazı faylar daha genç olup Kuvaterner’de (neotektonik dönemde) oluşmuştur. Genel olarak Holosen’de (11650 yıllık bir süreç içinde) en az bir depreme kaynaklık etmiş olan fay “Aktif Fay” olarak tanımlanmaktadır. Bunun aksine, Kuvaterner döneminde (2.588 milyon yıllık bir süreç içinde) en az bir deprem üretmiş ya da Kuvaterner yaşlı birimleri etkilemiş olan faylar ise “Potansiyel Faylar” olarak kabul edilmektedir (Emre vd., 2013). Çalışma sahasında bazı önemli aktif ve potansiyel aktif faylar saptanmış, haritalanmış ve ayrı ayrı adlandırılmıştır (Şekil 2).

#### 4.1. Çakırlı-Örtülüce Fayı

Çakırlı-Örtülüce Fayı toplam 22 km uzunluğunda, KD doğrultulu ve güneydoğuya dikçe eğimlidir. Bu fay Kuvaterner sırasında egemen olan doğrultu atımlı neotektonik dönemde etkinlik kazanmıştır. Çakırlı-Örtülüce Fayı kuzeydoğuda bulunan tarihi Priapolis Şehri ile güneybatıda yer alan Balıklıçeşme Kasabası arasında konumlanır (Şekil 2). Bu fay temel kayaları deforme etmiş, sağ-yanal yönde ötelemiş ve daha genç (Kuvaterner yaşlı) havza dolgusu ile karşı-karşıya gelmesini sağlamıştır. Ötelenmiş ve bükülmüş akarsu sistemleri, fayın genel gidişine paralel dizilmiş alüvyon konileri, üçgen yüzeyler, parçalanmış-ezilmiş kayalar, iyi gelişip ve korunmuş fay aynaları (Şekil 4a) bu fayın belirgin özelliklerindedir. Yavaş ve Karaoğlak akarsuları, Çakırlı-Örtülüce Fayı tarafından sağ-yanal yönde sırayla 200 m ve 300 m kadar ötelenmiştir (Şekil 2). Paleotektonik dönemde Çakırlı-Örtülüce Fayı, büyük açılı bir ters fay niteliğinde tektonik bir dokunak olup Erken Paleosen sırasında, bu fay boyunca Çetmi ofiyolitik karmaşık, güneyden kuzeye doğru metamorfik kayalar üzerine bindirmiştir. Buna karşın, Çakırlı-Örtülüce Fayı, Geç Miyosen-Pliyosen sırasında, verem atımlı normal fay olarak çalışmıştır. Bu durum, Çakırlı-Örtülüce Fay aynası üzerinde iki farklı kayma çizgisinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil 4). Bunun aksine, Kuvaterner yaşlı neotektonik



Şekil 4- a) Çakırlı-Örtülüce fay aynasının yakın görünümü, b) Schmidt alt yarı küre üzerine kayma verilerinin stereografik izdüşümü (ters yöne bakan büyük oklar, Geç Miyosen-Pliyosen sırasındaki yerel genişleme yönlerini göstermektedir), c) Schmidt alt yarı küre üzerine kayma verilerinin stereografik izdüşümü (birbirine doğru bakan büyük oklar, Kuvaterner sırasındaki yerel sıkışma yönlerini göstermektedir).

dönemde doğrultu atımlı fay olarak yeniden etkinlik kazanmıştır (Şekil 4c). Günümüzde Çakırlı-Örtülüce Fayı potansiyel aktif faydır. Fayın 15 km'lik uzunluğu baz alındığında, bu faydan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü 6.4 (Mw) olarak hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994).

#### 4.2. Şahmelek Fayı

Doğuda Erzenağlı Tepe ve batıda Değirmencik Köyü arasında yer alan Şahmelek Fayı yaklaşık D-B gidişli ve 14 km uzunluğunda potansiyel aktif bir yapıdır (Şekil 2). Yarı çizgisel bir uzanıma ve önemli miktarda eğim atım bileşenine sahip olan Şahmelek Fayı, Şahmelek akarsuyu tarafından akaçlanan dar, uzun ve çizgisel konumlu Şahmelek çek-ayır havzasının güney kenarını sınırlar. Yamaçtaki ani eğim değişimi, fay denetiminde bükülen akarsu sistemi, bol kırıklı-çatlaklı kayalar, bölünmüş ve yükseltilmiş taraça tortulları (fay taraçası), yaşlı kayaların Kuvaterner yaşlı havza dolgusu ile tektonik olarak karşı-karşıya getirilmiş olması en genel morfolojik fay belirteçleridir. Bu tür arazi gözlemleri Şahmelek Fayı'nın varlığını ve aktifliğini göstermektedir. Şahmelek Fayı 14 km uzunluğunda olup, fayın uzunluğu baz alındığında, anılan bu faydan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü 6.4 (Mw) olarak hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994).

#### 4.3. Karabiga Fayı

Kuzeydoğuda Karabiga İlçesi ile güneybatıda Gümüşkent Kasabası yakın batısında yer alan Karabiga Fayı yaklaşık 15 km uzunluğunda, KKD gidişli ve sağ-yanal doğrultu atımlı aktif bir yapıdır. Uzanımı boyunca temel kayaları ve Karabiga çek-

ayır havzasını keser, sağ-yanal yönde ötelere (yaklaşık 2 km kadar) ve Kuvaterner yaşlı havza dolgusunu temel kayaları ile tektonik olarak karşı-karşıya getirir (Şekil 2). Diğer taraftan Kirazlı Nehri'ni de denetlemektedir. En uzun yapısal fay segmenti baz alındığında, Karabiga Fayı'ndan kaynaklanabilecek en büyük depremin büyüklüğü 6.5 (Mw)'dir (Wells ve Coppersmith, 1994).

#### 4.4. Bozlar Fayı

Güneydoğuda Denizkent Kasabası ile Güneybatıda Karabiga İlçesi yakın güneyi arasında konumlanmış olan Bozlar Fayı yaklaşık 23 km uzunlukta ve BKB (~K30°-45°B) gidişli, sağ-yanal doğrultu atımlı aktif bir yapıdır. Fayın yaklaşık 13 km uzunluğundaki kuzeybatı kesimi çalışma alanı içinde yer alır (Şekil 2). Marmara Denizi'nin güneybatı kıyısını denetleyen Bozlar Fayı, Karabiga çek-ayır Havzası'nın kuzeydoğu kesimini deforme ederek düşey yönde 10-20 m arasında değişen değerlerde yer değiştirmeye neden olmaktadır. Temel kayalar ile Kuvaterner yaşlı sedimanter birimlerin tektonik olarak karşı-karşıya gelmesi, ani eğim değişimi, yamulmuş alüvyon yelpazelerinin çizgisel dizilimi ve breşleşmiş-ezilmiş kayalar fayın varlığını gösteren önemli morfolojik gözlemlerdir. Bu durum faydan kaynaklanmış olan 4.2 (Mw) büyüklüğündeki depremle de kanıtlanmış bulunmaktadır (Çizelge 2'de 1 no.lu deprem). Bu depremin odak mekanizması çözümü, Bozlar Fayı'nın, önemli miktarda normal bileşeni de olan sol-yanal doğrultu atımlı bir yapı olduğunu da göstermektedir (Şekil 2'de 1 no.lu deprem çözüm diyagramı). Fayın uzunluğu (23 km) baz alındığında, Bozlar Fayı'ndan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü 6.66 (Mw)'dir (Wells ve Coppersmith, 1994).

Çizelge 2- Odak mekanizmaları çözülen önemli depremlerin çeşitli parametreleri.

	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklük	Fay Parametreleri			Bölge	Referans
NO.	D/M/Y	UTC	Derece	Derece	km	Mw	Strike	Dip	Rake		
6	27.02.2024	13:09	40,30	27,01	10	4,5	270	85	161	Balıklıçeşme	KOERI
5	07.11.2023	20:05	40,47	27,55	15	3,9	106	86	176	Avşa Adası Güneyi	KOERI
4	20.02.2019	00:27	40,3890	27,1515	8,0	3,4	282,0	90,0	-170,0	Çakırlı-Karabiga	DK
3	19.02.2019	21:33	40,3870	27,1500	10,0	3,9	103,0	85,0	169,0	Çakırlı-Karabiga	DK
2	19.02.2019	19:48	40,3889	27,1513	11,0	3,7	102,0	87,0	173,0	Çakırlı-Karabiga	DK
1	08.08.2009	13:52	40,3236	27,4366	10,0	4,2	340	67	-4	Bozlar-Karabiga	ERD



#### 4.5. Priapolis Fayı

Kuzeyde Erzenağılı Tepe'nin yakın doğusu ile güneyde tarihi Priapolis Kenti arasında yüzeyleyen Priapolis Fayı yaklaşık 6 km uzunluğunda, KKB gidişli ve doğuya dikçe eğimli, önemli miktarda eğim atım bileşeni de olan sol-yanal doğrultu atımlı aktif bir faydır (Şekil 2). Bu fay Marmara Denizi güneybatı kıyısını keserek göreceli olarak düşey yönde aşağıya düşürmüştür. Fay yer yer çok iyi gelişmiş ve korunmuş

fay aynası sunmaktadır (Şekil 5a). Fay aynasından ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi, fayın sol-yanal doğrultu atımlı bir yapı olduğunu göstermiştir. Bu durum faydan kaynaklanan ve büyüklüğü 3.9 (Mw) olan küçük bir depremin odak mekanizması çözümüyle de kanıtlanmıştır (Çizelge 2'de 5 no.lu deprem ve Şekil 2'deki 5 no.lu odak mekanizması çözüm diyagramı). Fayın uzunluğu (6 km) baz alındığında, Priapolis Fayı'ndan kaynaklanacak



Şekil 5- Sol yanal doğrultu atımlı Priapolis Fayı fay aynasının yakın görünümü.

en büyük depremin büyüklüğü  $M_w=5.98$  olarak hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994). Tarihi Priapolis kentinin harabeleri, Çakırlı-Örtülüce Fayı ile Priapolis Fayı'nın kesiştiği ve hareketin kilitlenip enerjinin biriktiği bir alanda yer almaktadır (Şekil 2). Bu nedenle Priapolis Fayı sismik boşluk karakterini günümüzde de sürdürmektedir.

#### 4.6. Geyikkırı Fayı

Balıklıçeşme Kasabası ve Geyikkırı Köyü'nün yakın kuzey-kuzeydoğu kesiminde yer alan Geyikkırı Fayı 12 km uzunluğunda, BKB gidişli ve kuzeydoğuya dikçe eğimli sağ-yanal doğrultu atımlı bir faydır. Karabiga çek-ayır havzasının güneybatı kenarını da sınırlayıp denetleyen bu fay aynı zamanda, Kirazlı Nehri'nin büyük kollarından birisini de denetlemektedir. Yamaç eğimindeki ani değişimler, fay denetimli akarsular, yaşlı birimlerin Kuvaterner yaşlı havza dolgusu ile karşı-karşıya getirilmiş olması gibi morfolotektonik gözlemler, Geyikkırı Fayı'nın en azından potansiyel aktif bir yapı olduğunu belgelemektedir. Geyikkırı Fayı'nın uzunluğu baz alındığında, bu faydan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü  $M_w = 6.3$  olarak hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994).

#### 4.7. Çınardere Fay Takımı

Çalışma alanının güneybatı kesiminde bulunan Balıklıçeşme Kasabası ile Çınardere-Dışbudak köyleri arasında yer alan Çınardere fay takımı sırayla 6 ve 7,5 km uzunlukta, 1,2 km genişlikte,  $K60^\circ D$  gidişli ve birbirine paralel uzanan iki fay segmentinden oluşur (Şekil 2). Yine sırayla kuzeybatıya ve güneydoğuya dikçe eğimli olan bu fay segmentleri Çetmi ofiyolitik karmaşığını keser, düşey ve yanal yönde 15 m ile 1 km arasında değişen değerlerde ötelevler. Yamaç eğimindeki ani eğim değişimi, fay denetimli akarsular (örneğin: Kemer Çayı gibi), fay sarpılığı, ezilip-breşleşmiş kayalar ve makaslama zonları fayların varlığını gösteren önemli morfolotektonik belirteçlerdir. Ayrıca, güneydoğu fay segmentinden kaynaklanmış olan sığ odaklı küçük depremin odak mekanizma çözümü bir taraftan Çınardere fay takımının sağ-yanal doğrultu atımlı faylar olduğunu, diğer taraftan ise bu fayların sismik yönden de etkin olduğunu bir kez daha kanıtlamıştır (Çizelge 2'de 6 no.lu deprem

ve Şekil 2'de 6 no.lu odak mekanizması çözümü). Fay segmentlerinin uzunluğu baz alındığında, bu faylardan kaynaklanacak en büyük depremin moment büyüklüğü 6.0 ( $M_w$ )'dır (Wells ve Coppersmith, 1994).

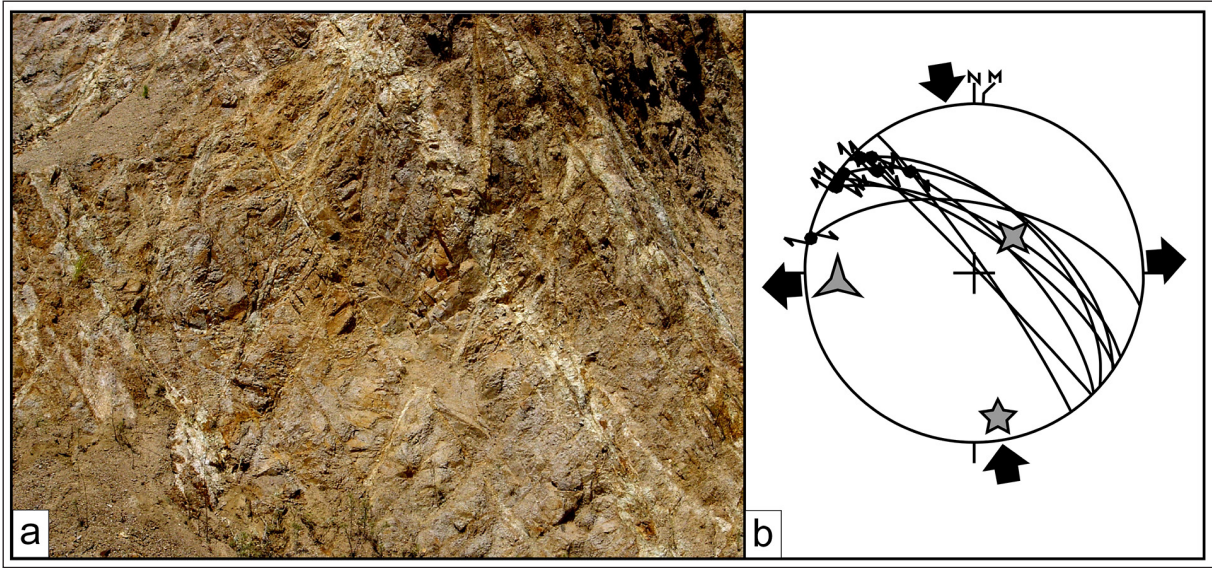
#### 4.8. Çakırlı Fayı

Çakırlı Köyü yakın kuzeyinde yer alan Çakırlı Fayı 2 km uzunlukta ve  $K70^\circ B$  gidişli ve sağ-yanal doğrultu atımlı bir faydır. Çetmi ofiyolitik karmaşığı ve onu oluşturan değişik kaya blokları, Çakırlı Fayı tarafından kesilir ve sağ-yanal yönde birkaç yüz metreye değin ötelenir. Ayrıca, Karışığı ve metamorfik temel kayalarını da kesen Eosen yaşlı Karabiga Granitoyidi de benzer şekilde Çakırlı Fayı tarafından kesilip eşlenik biçimde makaslanmış ve iyi korunmuş fay aynalarının (Şekil 6a) oluşumuna yol açmıştır. Fay aynasından ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi, Çakırlı fayının sağ-yanal doğrultu atımlı bir yapı olduğunu göstermiştir (Şekil 6b).

#### 4.9. Boranlı ve Karapürçek Fayları

Çalışma alanının batı kesiminde ve Beyoba çöküntüsü çevresinde, değişik uzunluk (1-8 km) ve doğrultuya (KB, KD, KKB, BKB ve DKD gibi) sahip on adet yapısal fay segmenti yüzeyler. Genel olarak, bu faylar arasındaki alanın çökmesiyle de Beyoba çek-ayır havzası oluşmuştur (Şekil 2). Beyoba yakın çevresindeki birbirine paralel ve yaklaşık BKB gidişli dört fay segmenti, kuzeyden güneye doğru sırayla 8 km, 3,3 km, 4 km ve 7 km uzunlukta olup kuzey ve güneye dikçe eğimli ve önemli miktarda eğim atım bileşene sahiptirler. Beyoba çek-ayır havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan en uzun iki fay segmenti sırayla Boranlı ve Karapürçek fayları olarak adlanmıştır (Şekil 2). Yamaç eğimindeki ani değişim, üçgen yüzeyler, parçalanmış ve breşleşmiş temel kayaları, bölünmüş ve yükseltilmiş taraça tortulları (fay şekilleri) ve fay denetimli akarsu sistemi (örneğin: Kemer Irmağı ve onun ikincil kolları gibi), gibi morfolotektonik belirteçler, Boranlı-Karapürçek faylarının varlığını ortaya koymaktadır. Diğer taraftan Boranlı Fayı aktif hale gelmiş ve 15 Şubat-1 Mart 2019 tarihleri arasındaki kısa bir zaman dilimi içinde bir seri küçük ve sığ odaklı deprem kümesinin (Earthquake cluster) oluşumuna yol açmıştır (Çizelge 1, Şekil 3)





Şekil 6- a) Çakırlı fay aynasının yakın görünümü, b) Schmidt alt yarı küre üzerine kayma verilerinin stereografik izdüşümü (birbirine doğru bakan büyük oklar, yerel sıkışma yönlerini göstermektedir).

(KOERI, 2019). Bunlardan üç depremin (Çizelge 1’de 46, 49, 50 no.lu depremler ve Şekil 2’de 2, 3 ve 4 no.lu depremler) odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Sonuç olarak gerek arazide gözlenmiş olan morfolojik belirteçler ve gerekse sismolojik veri, Boranlı Fayı’nın aktif olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Boranlı Fayı’ndan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü 6.1 (Mw) olarak hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994). Bu veriler ışığında Boranlı ve Karapürçek faylarının sismik boşluk olma ihtimali bulunmaktadır.

#### 4. Tartışma ve Gerilim Alanının Evrimi

Çalışma alanımızı da içine alan en ayrıntılı ve tek çalışma Güçtekin vd. (2004) tarafından gerçekleştirilmiştir. Karabiga Granitoidi’nin jeokimyasal özellikleri ve kökenini konu alan bu çalışmada, bölgenin yapısal jeoloji ve aktif tektonik özellikleri çalışılmamıştır. Ancak, sismik boşluğun (Kuzey Marmara ve Güney Marmara sismik boşlukları gibi) bulunduğu Marmara ve Kuzey Ege bölgelerinin yapısal jeolojisi ve aktif tektoniği çok önemlidir. Çünkü bu bölgelerde oluşacak büyük bir deprem ya da küçük de olsa deprem kümelerinden açığa çıkacak enerji, anılan bu iki büyük sismik boşluğa eklenerek, yıkıcı deprem oluşma periyodunu kısaltabilir. Bu nedenle Çakırlı deprem kümesi ve ona kaynaklık eden faylar ayrıntılı olarak çalışılmış,

haritalanmış ve bu çalışma kapsamında sunulmuştur. Diğer taraftan Kuzey Ege ve Marmara Bölgesi’nde gerilim alanı bu bölgenin tektonik yapısı nedeniyle sıkça değişmektedir. Bu durum deprem mekanizması çözümleriyle ve farklı yaştaki kaya birimleri üzerine kazınmış ve korunmuş olan fay aynalarından ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi ile açık biçimde ortaya konmuştur. Örneğin, Erken Miyosen sırasında en büyük gerilme alanı ( $\sigma_1$ ) yatay ve KKB yönde çalışmakta olup doğrultu atımlı faylanmaya yol açmıştır (Şekil 6). Buna karşın, Geç Miyosen-Pliyosen sırasında en büyük gerilme alanı yaklaşık düşey konumda olup normal faylanmaya neden olmuştur (Şekil 4b). Kuvaterner sırasında ve günümüzde ise, en büyük gerilim alanı tekrar yatay konuma değişmiş ve doğrultu atımlı faylanmayı yaratmıştır. Nitekim günümüzde en büyük gerilme alanı Kuzey Ege’de yatay ve yaklaşık D-B yönde çalışırken (Şekil 4c), Marmara çevresinde KB-GD yönde çalışmaktadır (Şekil 2).

#### 5. Sonuçlar

Yukarıda sunulmuş olan veri, açıklama, yorum ve literatür ışığında, aşağıdaki sonuç ve önerilere ulaşılmıştır:

1. Karabiga ve yakın çevresi, kuzeydoğu-güneybatı yönünde ve yatay konumda çalışan en

- büyük sıkışma gerilimine bağlı olarak gelişmiş olan doğrultu atımlı neotektonik rejimin etki alanı içindedir.
2. Çalışma alanı içinde çok sayıda aktif ve potansiyel aktif fay, ilk kez saptanmış, haritalanmış, adlanmış ve açıklanmıştır.
  3. Arazi ve sismolojik verilere göre, Boranlı ve Karabiga fayları aktif yapılarıdır.
  4. Çakırlı-Örtülüce fayları ve Çınardere fay takımı, oluşum zamanları baz alındığında, Kuvaterner öncesi paleotektonik dönemden aktarılmış daha yaşlı faylar olup Kuvaterner sırasında doğrultu atımlı neotektonik yapılar olarak yeniden etkinlik kazanmıştır. Bu iki fay günümüzde hala sismik boşluk karakterlerini sürdürmektedir.
  5. Çakırlı deprem kümesinin kaynağı Boranlı Fayı'dır.
  6. Kuzey Ege ve Marmara Bölgesi'nde gerilim alanının türü ve çalışma yönü sıkça değişmektedir.
  7. Kuzey Ege ve Marmara kıyılarında oluşacak küçük, orta ve büyük depremler ile deprem kümeleri ayrıntılı biçimde çalışılmalıdır. Çünkü bu tür deprem ve deprem kümelerinden açığa çıkan enerji yakın konumdaki uzun süreli sismik boşluklara eklenebilir ve sismik boşluğun kaynağı olan fayları etkinleştirerek sismik boşlukta beklenen depremin oluşum zamanını daha öne çekmiş olabilir (Örneğin: 6 Şubat 2023 Pazarcık-Kahramanmaraş depreminde olduğu gibi).
  8. Çalışma sahası içindeki ilçe, kasaba ve köy gibi yerleşkelerin büyük çoğunluğu aktif faylara çok yakın, doğrudan onların üzerinde ve yeterince taşlaşmamış havza dolgusu üzerinde yer almaktadır. İnce taneli, taşlaşmamış (gevşek) ve suya doymun sediman paketleri deprem şiddetini büyütür. Bu yüzden aktif faylar ve suya doymun havza dolgusu deprem tehlike ve risk analizlerinin yanı sıra, bir alanın imara açılması ve mühendislik yapılarının yer seçimi çalışmalarında da kesinlikle dikkate alınması önerilmektedir.

## Değinilen Belgeler

- Barka, A. 1993. Kuzey Anadolu Fayı'nın Sapanca-İzmit ve Geyve-İznik Kolları üzerinde Paleosismik Araştırmalar, TÜBİTAK Proje No: YBAG-4/7551, İstanbul
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. 1:1.250.000 ölçekli, VI+89s.+bir pafta, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara.
- ERD, 2009. Mw 0 4.2 büyüklüğündeki Bozlar (Karabiga) depreminin odak mekanizma çözümü.
- Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay, M.N., Giovanni Bortoluzzi, G., Valentina Ferrante, V. 2011. Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonics* 30, doi:10.1029/2011TC002906.
- Güçtekin, A., Köprübaşı, N., Aldanmaz, E. 2004. Karabiga (Çanakkale) granitoidinin jeokimyası. *Yerbilimleri* 29, 29-38.
- Ikedo, Y. 1988. Recent activity of the İznik-Mekece fault at Çorak Stream, east of İznik, in Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone, Tokyo Institute of Technology, ed. Y. Honkura and A.M. Işıkara, 15-27.
- Koçyiğit, A. 2023. Neotectonics of the Sarıköy-İnova and Çan-Bayramiç-Ezine fault zones: basin formation, age and slip rates, NW Anatolia-Türkiye. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 172, 121-142.
- Koçyiğit, A., Gürboğa, Ş. 2021. Active tectonics of Gölpinar-Tuzla area (Biga Peninsula, NW Turkey): The source of 6 February-24 March 2017 earthquake cluster. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 166, 85-112.
- KOERI, 2019. Çakırlı (Karabiga) deprem Kümesi.
- Okay, A., Siyako, M., Bürkan, K.A. 1990. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. *TAPG Bulletin* 2/1, 83-21.
- Özalp, S., Emre, Ö., Doğan, A. 2013. The segment structure of the Southern Branch of the North Anatolian Fault and paleoseismological behavior of the Gemlik Fault, NW Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 147, 1-17.
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonattia, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capotondi, L., Cormier, M.H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L. 2004. Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 411- 426

Uçarkuş, G., Barka, A., Akyüz, S. 2000. Gemlik Fay Zonu'nun Paleosismik Aktivitesi, ATAG-4 Makaleler Kitabı, Osmangazi Üniversitesi, Eskişehir.

Wells, D.L., Coppersmith, S. R. 1994. New Empirical Relationships among magnitude Rupture length, Rupture width, Rupture Area and surface Displacement. Bulletin of Seismological Society of America 84, 974-1002.

Yiğitbaş, E., Mirici, A., Gönlügür, U., Bakar, C., Tunç, İ.O., Şengün, F., Işıkoğlu, Ö. 2015. Dumanlı Köyü'nde (Çanakkale-Türkiye) asbest maruziyetinin Tıbbi Jeoloji açısından değerlendirilmesi: Disiplinlerarası bir çalışma. Bulletin of the Mineral Research and Exploration 151, 251-262.

Yoshioka, T., Kuşcu, İ. 1994. Late Holocene faulting events on the İznik-Mekece fault in the western part of the North Anatolian fault zone, Turkey. Bulletin of the Geological Survey of Japan 45 (11), 677-685.





# MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

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



## Tatların-Tuzköy ve Hacılar-Karaburna çevresinin Kuvaterner yapısal jeolojisi ve morfolotektoniği, Nevşehir-Kapadokya

Uğur DOĞAN<sup>a\*</sup> ve Ali KOÇYİĞİT<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Ankara Üniversitesi Coğrafya Bölümü 06100 Sıhhiye, Ankara, Türkiye

<sup>b</sup>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Aktif Tektonik ve Deprem Araştırma Lab. Ankara, Türkiye

Araştırma Makalesi

### Anahtar Kelimeler:

Salanda Fay Zonu, Yıllık kayma hızı, Morfolotektonik, Terselmiş vadi, Kızılırmak Vadisi, Kapadokya.

### ÖZ

Bu çalışma Kızılırmak vadisinin güneyindeki Tatların ve kuzeyindeki Karaburna arasında kalan jeotransvers kuşaklarının Kuvaterner'deki morfolotektonik gelişimini ortaya koymak amacıyla yapılmıştır. Bu amaç doğrultusunda seçilen alanlarda ayrıntılı jeolojik ve jeomorfolotik haritalama yöntemi kullanılmış, kesitler çizilmiş, ayrıca fay aynalarından alınan ölçümler stereografik izdüşüm yöntemiyle analiz edilmiştir. Bu kapsamda yüksek çözünürlüklü Sayısal Yüzey Modeli ve uydu görüntülerinden de yararlanılmıştır. Bu çalışma ile bir yandan önceden çalışılmamış kesimde yeni bulgular ortaya konurken, diğer yandan da detaylandırılan verilerle önceki çalışmaların sonuçları geliştirilmiştir. Çalışmada, Kızılırmak Vadisi'nin güneyindeki Çiftlikköy yakınlarında yeni bir fay takımı saptanmış, haritalanmış ve analiz edilmiştir. Kızılırmak Nehri'nin kuzeyinde yer alan Salanda Ana Fayı'nda son 1.228 My'deki yanıl atım 5 km (4.07 mm/yıl), düşey atım 46 m (0.037 mm/yıl) olarak ve nehrin güneyindeki Çiftlikköy Fayı'nda son 2 My'deki yanıl atım 175 m (0.87 mm/yıl), düşey atım 36 m (0.037 mm/yıl) olarak hesaplanmıştır. Terselmiş bir paleovadi tabanında yer alan yaklaşık 2 My yaşında ve 15 km uzunluğunda olan Evren Sırtı Bazaltı'nın Tatların Cüruf Konisi'nden kaynaklandığı belirlenmiştir. Sırtın çok sayıda fayla kesilmesi sonucunda fayların oluşturduğu düşey atımlar ve fay bloklarındaki geriye doğru eğimlenmeler paleovadi profinin bozulmasına yol açmıştır. Bu bozulmalara rağmen paleovadi tabanı vasıtasıyla Erken Pleyistosen'deki bölgesel yükselme hızının sonraki dönemlere göre oldukça düşük olduğu saptanmıştır.

Gönderim Tarihi: 06.08.2024

Kabul Tarihi: 30.10.2024

### Keywords:

Salanda Fault Zone, annual slip rate, morphotectonic, inverted valley, Kızılırmak Valley, Cappadocia.

### ABSTRACT

This study was conducted to reveal the morphotectonic development during the Quaternary of the geotransverse belts between Tatların in the south and Karaburna in the north of the Kızılırmak Valley. For this purpose, detailed geological and geomorphological mapping methods were used in the selected areas, cross-sections were drawn, and measurements taken from fault planes were analyzed using the stereographic projection method. In this context, high-resolution Digital Surface Model and satellite images were also used. While this study revealed new findings in a previously unstudied section, it also improved the results of previous studies with detailed data. In the study, a new fault set was detected, mapped and analyzed near Çiftlikköy in the south of the Kızılırmak Valley. The lateral slip in the last 1.228 Ma on the Salanda Main Fault located north of the Kızılırmak River was calculated as 5 km (4.07 mm/year), the vertical slip as 46 m (0.037 mm/year), and the lateral slip in the last 2 Ma on the Çiftlikköy Fault south of the river was calculated as 175 m (0.87 mm/year), the vertical slip as 36 m (0.037 mm/year). It was determined that Evren Ridge Basalt, which is approximately 2 Ma old and 15 km long and located at the bottom of an inverted paleovalley, originated from Tatların Cinder Cone. As a result of the ridge being cut by

Received Date: 06.08.2024

Accepted Date: 30.10.2024

Atf Bilgisi: Doğan, U., Koçyiğit, A. 2024. Tatların-Tuzköy ve Hacılar-Karaburna çevresinin Kuvaterner yapısal jeolojisi ve morfolotektoniği, Nevşehir-Kapadokya. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi 6, 33-52.

\*Başvurulacak yazar: Uğur DOĞAN, geoankara@gmail.com

*numerous faults, vertical slips formed by faults and back tilting in the fault blocks caused the paleovalley profile to deteriorate. Despite these deteriorations, it was determined that the regional uplift rate in the Early Pleistocene via the paleovalley bottom was considerably lower than in later periods.*

## 1. Giriş

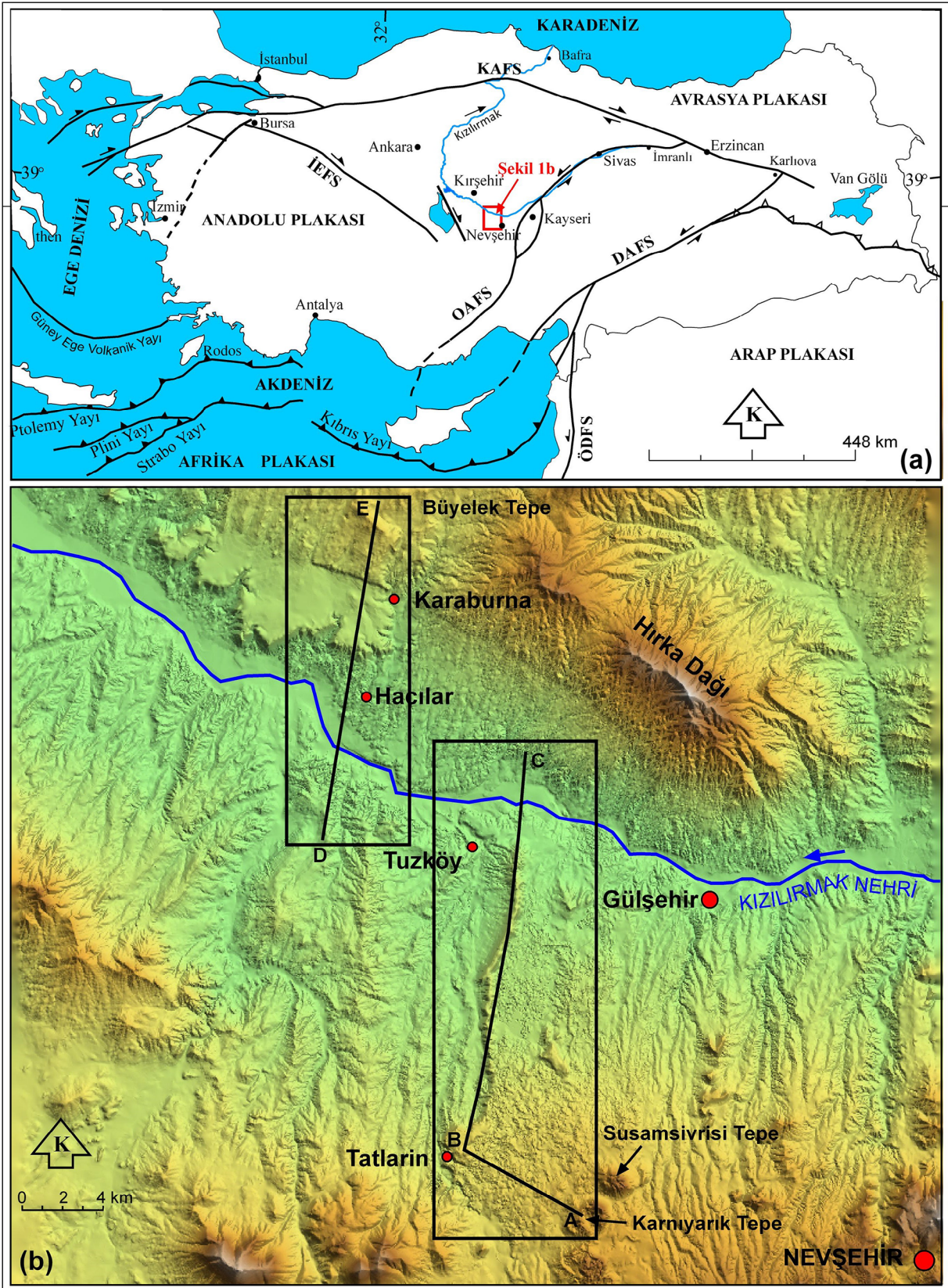
Kapadokya'nın kuzey kesiminin Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisini aydınlatmaya yönelik çalışmaların sayısında son yıllarda önemli bir artış olmuştur (Toprak, 1994; Türkecan vd., 2004, 2014; Aydar vd., 2012, 2013; Çiner vd., 2015; Koçyiğit ve Doğan, 2016; Gürbüz vd., 2019; Doğan ve Şenkul, 2020; Doğan, 2021; Brocard vd., 2021; Koçak vd., 2021; Demircioğlu ve Coşkuner, 2022; Demircioğlu ve Oktar, 2024). Çalışmaların önemli bir kısmı da Kızılırmak Nehri'nin drenaj sisteminin kuruluşu, vadisinin gelişimi ve seki basamakları üzerine odaklanmıştır (Avşin-Görendağlı, 2011; Doğan, 2009, 2010, 2011; Çiner vd., 2015; Doğan vd., 2020; Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd., 2021). Bu çalışmalarda sekiler haritalanmış, jeomorfolojik kesitleri çizilmiş, nehrin uzun dönemli iklim değişimi ve tektoniğe verdiği tepki aydınlatılmaya çalışılmıştır. Gülşehir yakınlarında Kızılırmak vadisinin jeomorfolojisinin aydınlatılmasına temel oluşturan ilk çalışmada (Doğan, 2011) Salanda Fayı ve Tuzköy Fayı arasında yerleşmiş olan Kızılırmak Nehri'nin son 2 My içerisinde oluşmuş 15 seki basamağı saptanmıştır. Burada asimetrik bir vadi içerisinde akan nehrin sekileri vadinin kuzey kesiminde daha iyi korunduğu gösterilmiştir. Bu sekilerden en eskisi, güncel nehir seviyesinden 160 m yukarıda Evren Sırtı Bazaltı altında saptanmıştır. Kızılırmak Nehri'nin bir paleo-yankolu içerisinde akmış olan bazaltın aşınmaya karşı dayanıklı olması, bu yankol vadisinin terselmesine yol açmıştır. Avanos yakınlarında yapılmış olan iki çalışmayla (Çiner vd., 2015; Doğan ve Şenkul, 2020) birlikte son 2.7 my içerisinde vadide korunmuş olan toplam seki sayısının 17 tane olduğu ortaya konulmuştur (Doğan ve Şenkul, 2020). Kapadokya'da Kızılırmak Nehri drenaj sisteminin kuruluşu Doğan ve Şenkul (2020)'a göre 2.7-5 My arasında, Brocard vd. (2021) göre ise 4.2 My öncesidir.

Kızılırmak vadisinin batıda Kesikköprü ve doğuda Bayramhacı arasında kalan kesiminin

tektonik özellikleri Koçyiğit ve Doğan (2016) tarafından yapılmış olan ayrıntılı bir çalışmayla ortaya konulmuştur. Bu çalışmada Salanda Fay Zonu içerisinde yer alan Kızılırmak vadisinin Kuvaterner'de doğrultu atımlı neotektonik rejim etkisinde kaldığı belirlenmiştir. Bu fay zonunun günümüzde de aktif olduğu ve nehrin güncel yatağının da faylar tarafından denetlendiği belirlenmiştir (Koçyiğit ve Doğan, 2016). Salanda Fay Zonu'nda yapılmış olan başka iki çalışmada ise Salanda Fayı'nın sağ yanal doğrultu atım bileşenine sahip normal fay karakterinde olduğu belirtilmiştir (Demircioğlu ve Coşkuner, 2022; Demircioğlu ve Oktar, 2024). Bu çalışmaların ilkinde jeomorfik-morfometrik indislerin ve diğer bulguların Salanda Fayı'nın yüksek ve orta derecede tektonik bir aktiviteye sahip olduğunu gösterdiği sonucuna varılmıştır (Demircioğlu ve Coşkuner, 2022). İkinci çalışmada ise (Demircioğlu ve Oktar, 2024) PSInSAR yöntemiyle benzer bir sonuca varmışlardır. Salanda Fay Zonu üzerinde yer alan ve Avanos yakınlarında Balkayası ve Sarıhıdır travertenlerinde yapılan bir çalışmada travertenlerdeki çökme yaşının 55 ile 9 bin yılları arasında değiştiği saptanmıştır (Koçak vd., 2021). Kuvaterner'deki bölgesel yükselme hızının sekilere dayalı olarak 0.05 mm/yıl (Çiner vd., 2015) ile 0.08 mm/yıl (Doğan, 2010; Doğan ve Şenkul, 2020) arasında değiştiği ortaya konulmuştur. Bu yeni çalışmada ise Kapadokya'da Kızılırmak Vadisi'nin güneyinde yer alan Tatların ve kuzeyinde yer alan Karaburna arasında kalan jeotransvers kuşaklarının son 2 My'deki morfofotektonik gelişimi ele alınmıştır. Bu çalışma kapsamında, özellikle Evren Sırtı Bazaltı boyunca saptamış olduğumuz yeni verilerle, daha önce yapmış olduğumuz çalışma sonuçlarının güvenilirliği bir kez daha kanıtlanmıştır.

## 2. Genel Stratigrafik Özellikler

Orta Anadolu volkanik bölgesinin (OAVB) kuzey yarısı ile onu akaçlayan Kızılırmak Nehri'ni de kat eden transvers kuşakları (4-6 km genişlikte) ayrıntılı olarak haritalanmış, incelenmiş ve gözlemlenen tüm



Şekil 1- a) Türkiye ve yakın çevresinin önemli tektonik yapılarını ve çalışma alanını gösteren yalınlaştırılmış harita, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi; OAFS: Orta Anadolu Fay Sistemi ve ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi. b) Çalışma alanının/jeotransvers kuşaklarının yer bulduru haritası.



kaya birimleri, dokanaklar, morfotektonik, yapısal ve stratigrafik ögeler tartışılarak sonuçta iki jeolojik harita (Geological strip map) oluşturulmuştur (Şekil 2 ve 3a). Genel olarak, OAVB iki büyük kıtasal blok üzerinde yer alır. Bunlar Orta Anadolu Kristalin Kütleleri ve Toroslar'dır. Çalışma alanımız ve yakın çevresinde yüzeyleyen kayalar; litolojik özellikleri, yaşları, geçirmiş oldukları deformasyon türleri ve oluştukları tektonik dönemler baz alınarak iki kaya topluluğuna ayrılmıştır. Bunlar sırayla: (1) Kuvaterner öncesi yaşlı ve deformasyon geçirmiş temel kayalar ya da paleotektonik kaya topluluğu ve (2) Kuvaterner yaşlı ve deformasyon geçirmemiş neotektonik kaya topluluğu ya da havza dolgusudur.

Kuvaterner öncesi yaşlı temel kayalar yaşlıdan gence doğru sırayla; metamorfite (mermer, gnays, kuvarsit, amfibolit, kalkşist ve şist ardaşımından oluşan Kırşehir Masifi), onu tektonik olarak üzerleyen Geç Kretase-yaşlı ofiyolitli karışık (Anadolu Napı), her iki birimi ve aralarındaki tektonik dokunağı kesip sokulum yapmış olan Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen yaşlı Granitoid-Siyenitoid (Akçataş sokulumu); bu birimleri açılı uyumsuzlukla üzerleyen, fakat aynı zamanda ilk iki birim tarafından da tektonik olarak üzerlenen Geç Paleosen yaşlı Göynük olistostromal birimi; tüm bu birimleri açılı uyumsuzlukla örten Orta-Geç Eosen yaşlı, sığ denizel-karasal bir istif (Akmezardere Formasyonu); Akmezardere Formasyonu ve onu tektonik olarak üzerleyen Kırşehir Masifi metamorfite (mermer) de açılı uyumsuzlukla üzerleyen Tuzköy Formasyonudur. Aynı zamanda ekonomik düzeyde kömür de içeren Tuzköy Formasyonu egemen olarak akarsu-göl ortamında çökelmiş çakıltaşı, kumtaşı, şeyl, çamurtaşı ve jips ardalannasından oluşur. Formasyon Kırşehir Masifi'nin mermerleri tarafından tektonik olarak üzerlenir. Temel kaya topluluğunun en genç birimi Ürgüp Grubu'dur (Pasquare, 1968). Geç Orta Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı bu birim (Koçyiğit ve Doğan, 2016; Doğan ve Şenkul, 2020; Brocard vd., 2021) çalışma alanımız içindeki en yaygın birim olup, önceki tüm birimleri açılı uyumsuzlukla üzerler. Daha yaşlı birimlerin aşınım yüzeyi üzerinde çok bileşenli çakıltaşı ile başlayan istif üste doğru kumtaşı, kireçtaşı, diatomit, ignimbirit, tüfit ve kıltaşı ardalannasıyla devam eder. Özetle volkanosedimanter bir istifle

temsil edilen Ürgüp Grubu Erken Pliyosen yaşlı Kışladağ kireçtaşı ile son bulur. Kalınlığı birkaç on metre ile 1 km arasında değişen Ürgüp Grubu yer yer dikçe eğimli ve kıvrımlı olup oluşumu sonrası deformasyon geçirmiştir. Tüm bu temel birimler aynı zamanda Orta Anadolu kristalin kütlelerini ve Kuvaterner öncesi örtüsünü de oluşturan kaya topluluğudur (Koçyiğit ve Doğan, 2016). Temel kaya topluluğu, henüz deformasyon geçirmemiş (yatay konumlu) volkanosedimanter bir istif tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Aynı zamanda havza dolgusu olarak da adlanan Kuvaterner yaşlı bu birim tabanda gevşek yapılı akarsu-göl istifi ile başlayıp üste doğru değişik yaş ve kalınlıkta akarsu sekisi tortulları ve değişik püskürme evresinde oluşmuş bazalt lavı düzeylerinin ardalannasıyla devam eder. Bu çalışmanın ana ilgi alanı anılan bu havza dolgusunun, yaşı, yapısı, morfolojisi, temel birimlerle ilişkisi, oluşumu ve oluşumunu denetleyen neotektonik rejim ile ilgili faylanmanın özelliğidir.

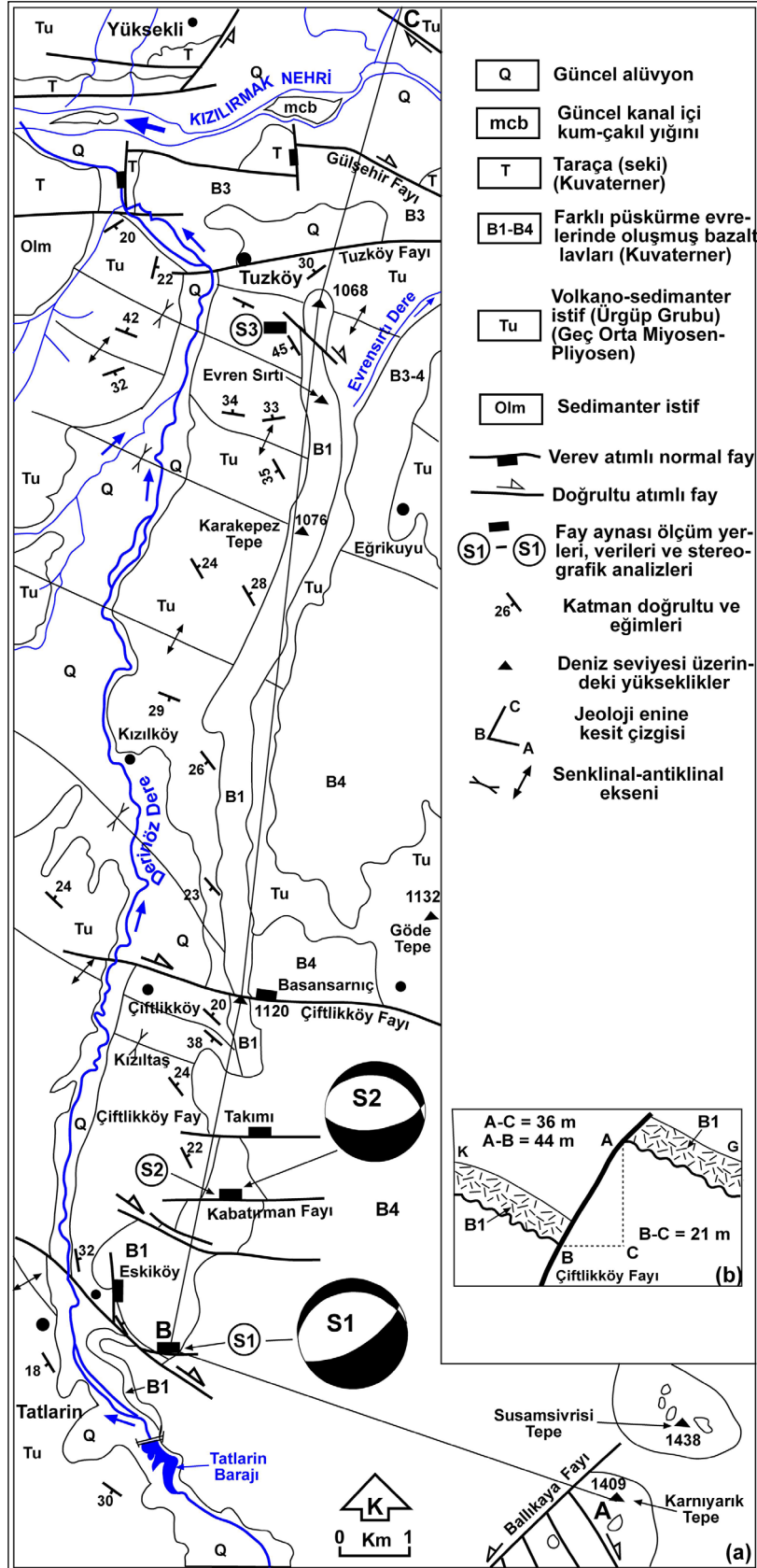
### 3. Yapısal Jeoloji

Çalışma alanı ve yakın çevresini şekillendiren en önemli beş yapısal öge oluşum sırasına göre katmanlanma, yapraklanma (foliasyon), kıvrımlanma-kıvrımlar, uyumsuzluklar ve faylardır. Her beş öge aşağıda öz bir şekilde açıklanmıştır.

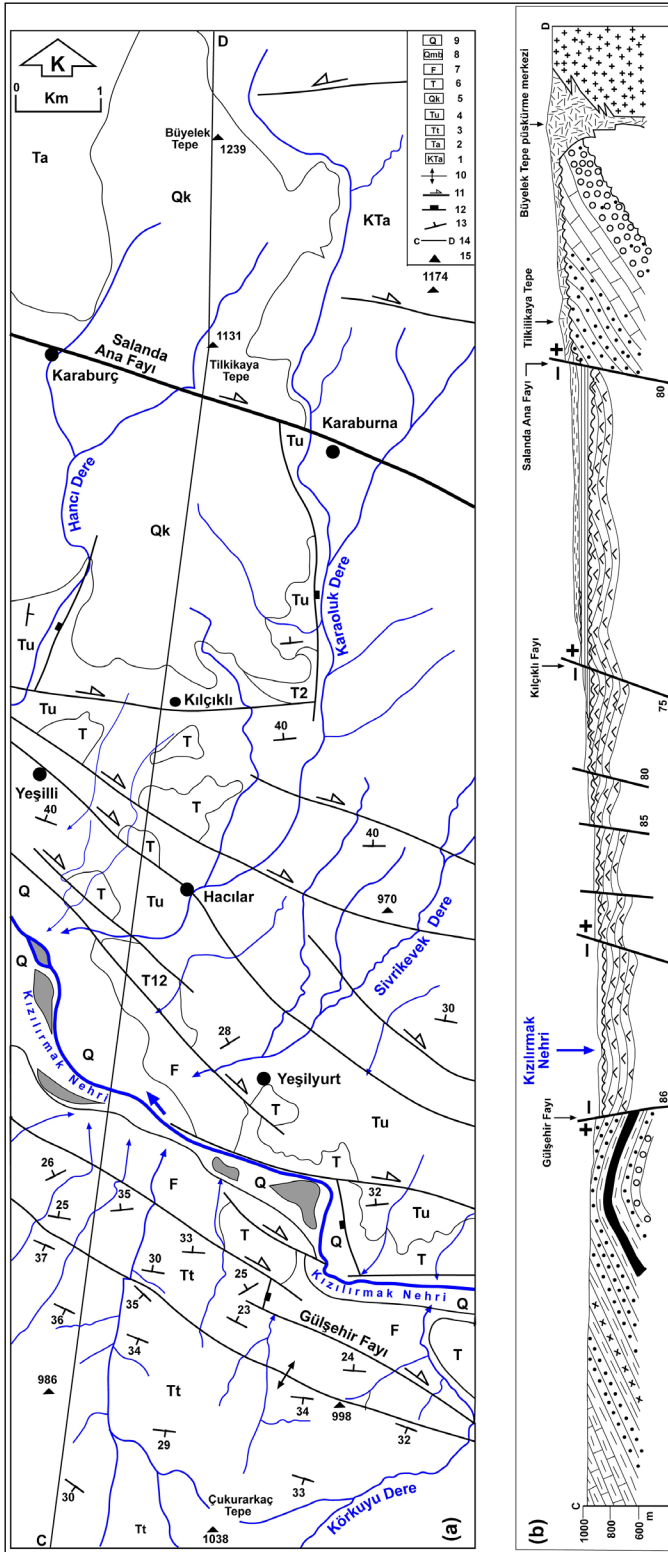
Yukarıda sözü edilen her iki kaya topluluğu da katmanlıdır. Ancak temel kayaları oluşturan katmanlar eğimlenmiş ve kıvrımlanmış olmasına karşın (Şekil 2, 3 ve 4), havza dolgusunu oluşturan katmanlar yatay konumludur. Katmanlı kayaların, oluşumları sonrası geçirmiş oldukları deformasyon (başkalaşım, kıvrımlanma, vb.) sırasında, katmanları oluşturan sedimanlar içinde, geçirdikleri yüksek basınç ve sıcaklık nedeniyle, yeni mineraller oluşmuş ve onların dizilimiyle de yeni bir düzlemsel yapı (yapraklanma: foliasyon) gelişmiştir. Bu yapı ise Kırşehir Masifi gibi kristalin kayaları temsil eder.

Çalışma alanı içinde, özellikle Ürgüp Grubu'nu oluşturan volkanosedimanter istif ve onu temsil eden katmanlar yer yer dikçe eğimli (Şekil 5a) ve yer yer de antiklinal ve senklinaller biçiminde deformasyon geçirmiştir, başka bir deyişle, Ürgüp Grubu

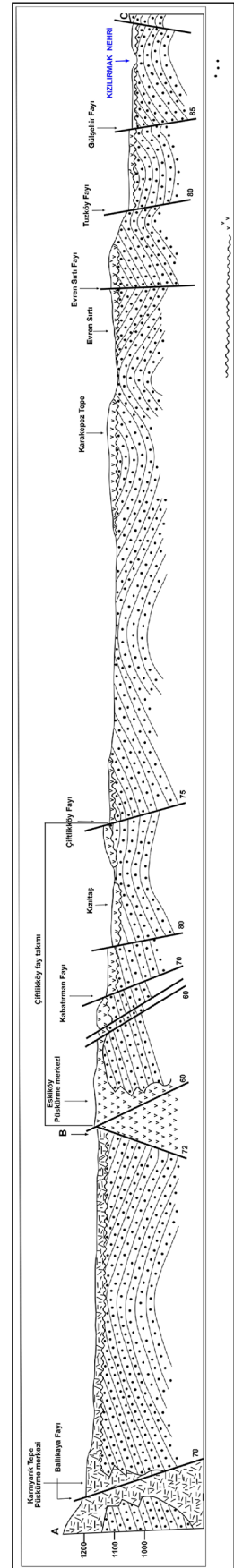




Şekil 2- a) Tatlarin-Tuzköy arasındaki jeolojik haritası. b) Evren Sirtı Bazaltını (B1) kesip ötelemiş Çiftlikköy Fayı.



Şekil 3- a) Çukurarkaç Tepe-Büyelek Tepe jeolojik harita. 1. Akçatas sokulumu, 2. Akmezardere Formasyonu, 3. Tuzköy Formasyonu, 4. Ürgüp Grubu, 5. Karaburna Bazaltı, 6. Taraça (seki), 7. Yelpeze-önlük tortulları, 8. Kanal içi kum-çakıl yığı (bar) ve 9. Güncel alüvyon; b) 10. Antiklinal eksen, 11. Doğrultu atımlı fay, 12. Verrev atımlı normal fay, 13. Katman doğrultu-eğimi, 14. Jeoloji enine kesit çizgisi ve 15. Yükseklik değerleri. (Şekil 3b Şekil 3a'daki C-D hattı boyunca alınmış kesittir).



Şekil 4- Yapısal-morfolojik öğeleri gösteren, Şekil 2a'daki A-B-C çizgisi boyunca çizilmiş jeolojik enine kesiti.



volkanosedimanter istifi yalnızca dikçe eğimli değil fakat aynı zamanda kıvrımlıdır (Şekil 2, 3 ve 5b).

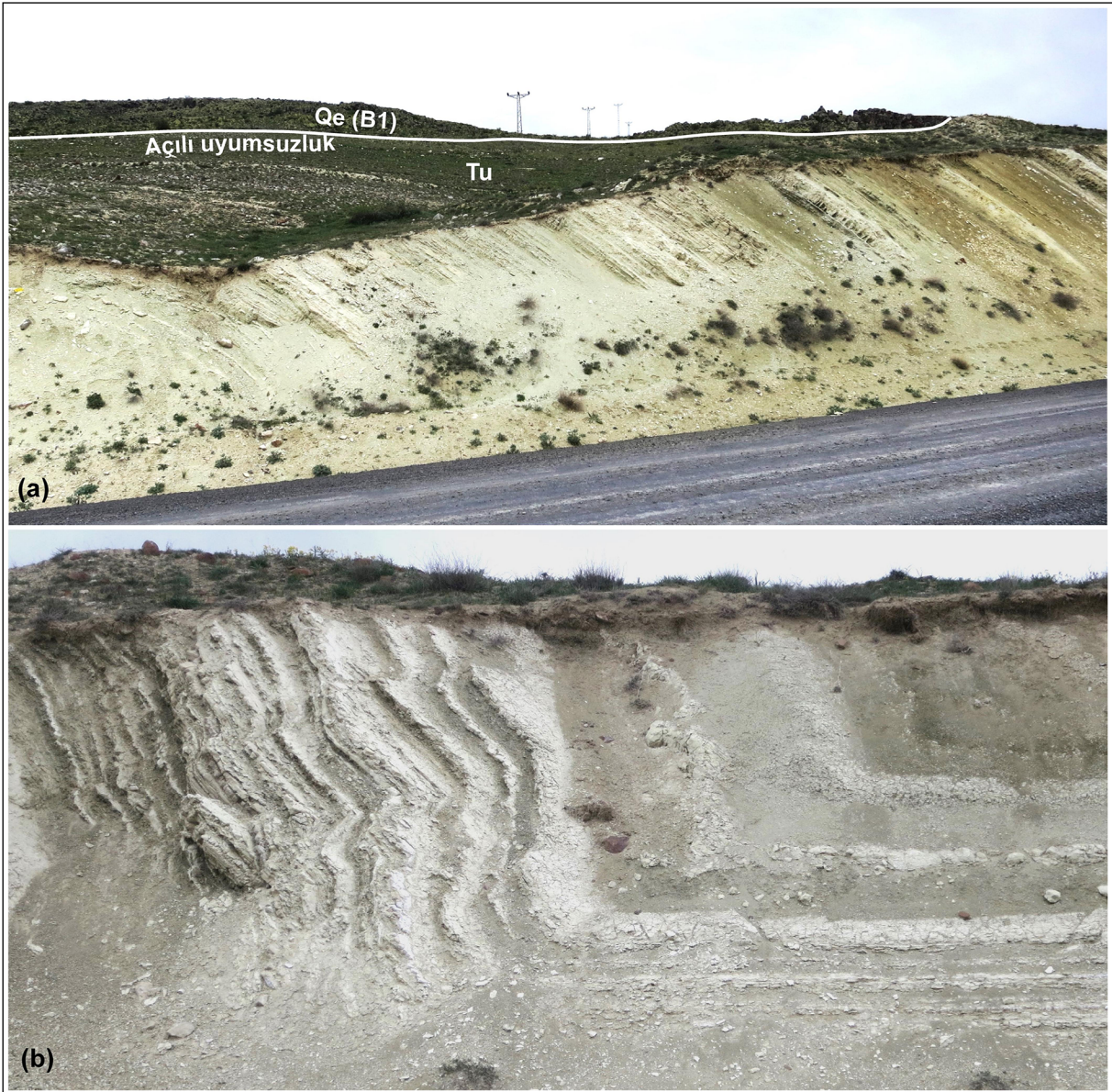
Çalışma alanı ve yakın çevresinde, Geç Paleosen, Orta-Geç Eosen, Orta Miyosen, Geç Orta Miyosen ve Kuvaterner tabanında beş ayrı açılı uyumsuzluk gelişmiş olup, Bunlardan en genci Kuvaterner tabanındaki uyumsuzluk olup (Şekil 5), altta yer alan daha yaşlı temel kayaları, üstte yer alan deformasyon geçirmemiş havza dolgusu ya da neotektonik kaya topluluğunu birbirinden ayırır. Başka bir deyişle; bu

açılı uyumsuzluk paleotektonik dönemin sonunu, neotektonik dönemin de başlangıcını belgeler (Şekil 2, 3, 4 ve 5).

### 3.1. Faylar

#### 3.1.1. Salanda Fay Kuşağı

Anılan bu yapı yaklaşık 5-22 km genişliğinde, 180 km uzunluğunda ve BKB (K75-80B) gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı potansiyel aktif bir deformasyon kuşağıdır. Batıda Bala ile doğuda Avanos ilçeleri



Şekil 5- a) Tuzköy güneyinde dikçe eğimli Geç Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı Ürgüp Grubu sedimanter istifi (Tu) ve onu açılı uyumsuzlukla üzerleyen Kuvaterner yaşlı Evrensirtı bazaltının (Qe: B1) genel görünümü (Doğuya bakış). b) Tuzköy güneyinde Ürgüp Grubu içinde gelişmiş kıvrımlardan birinin genel görünümü (Doğuya bakış).

arasında (çalışma alanı dışı) kesintili olarak yüzeyleyen Salanda Fay Kuşağı, ilkin Koçyiğit ve Doğan (2016) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Salanda Fay Kuşağı'nın kuzeyde Büyelek Tepe ile güneyde Tuzköy arasında yüzeyleyen, yaklaşık 5 km uzunluğunda ve 22 km genişliğindeki kesimi bu yeni çalışma alanı içinde kalmaktadır (Şekil 2 ve 3a). Genel olarak Salanda Fay Kuşağı, yakın ve uzak aralıklı (0.2-3 km), kısa ve uzun (1.6.-23 km) çok sayıda tekil yapısal segment ile birkaç tane fay takımından oluşur. Bu tekil ve takım olan fay segmentleri egemen olarak BKB gidişli olmasına karşın, sınırlı sayıda da D-B, K-G ve KD gidişli fay segmentleri de vardır (Şekil 2 ve 3a). Önemli tekil faylar ve fay takımları arasında, kuzeyden güneye doğru Hırkadağ ve Yürücek tekil fayları ile Tuzköy ve Karadağ fay takımları sayılabilir. Bunlardan Tuzköy Fay Takımı ile fay kuşağının ana fayını temsil eden Salanda Fayı'nın sınırlı uzunluktaki bir kesimi bu yeni çalışma alanı içinde de yer almaktadır. Ayrıca, bu yeni çalışma kapsamında, Salanda Fay Kuşağı'nın dışında ve güneyinde, fakat tüm özellikleri ile anılan fay kuşağı ile aynı özelliklere sahip yeni bir fay takımı (Çiftlikköy Fay Takımı) daha saptanmış, haritalanmış ve analiz edilmiştir (Şekil 2).

### 3.1.2. Salanda Ana Fayı

Salanda Ana Fayı'nın (Şekil 3a) yaklaşık 5.5 km uzunluğundaki Karaburna-Karaburç kesimi çalışma alanımız içinde kalmaktadır. Bu fay BKB gidişli, güneye dikçe eğimli (80°), önemli miktarda eğim atım bileşeni de olan sağ yanal doğrultu atımlı potansiyel aktif bir yapıdır. İnceleme alanı içinde 1.228 My yaşlı Karaburna Bazaltı'nı (B2) (Doğan, 2009, 2011) ve onun altında yer alan Erken Kuvaterner yaşlı Eskiyaaylacık Formasyonu'nu (Qse) keser ve 46 m kadar düşey yönde öterler (Şekil 6). Buna karşın Karburç Köyü'nün hemen batısında Orta-Geç Eosen yaşlı Akmezardere Formasyonu'nu ve Karaburna bazaltını keser, 5 km boyunca sağ yanal yönde öterler ve bu iki değişik yaşlı birimi tektonik olarak karşı-karşıya getirir (Koçyiğit ve Doğan, 2016'da 4 no'lu şekil).

### 3.1.3. Tuzköy Fay Seti

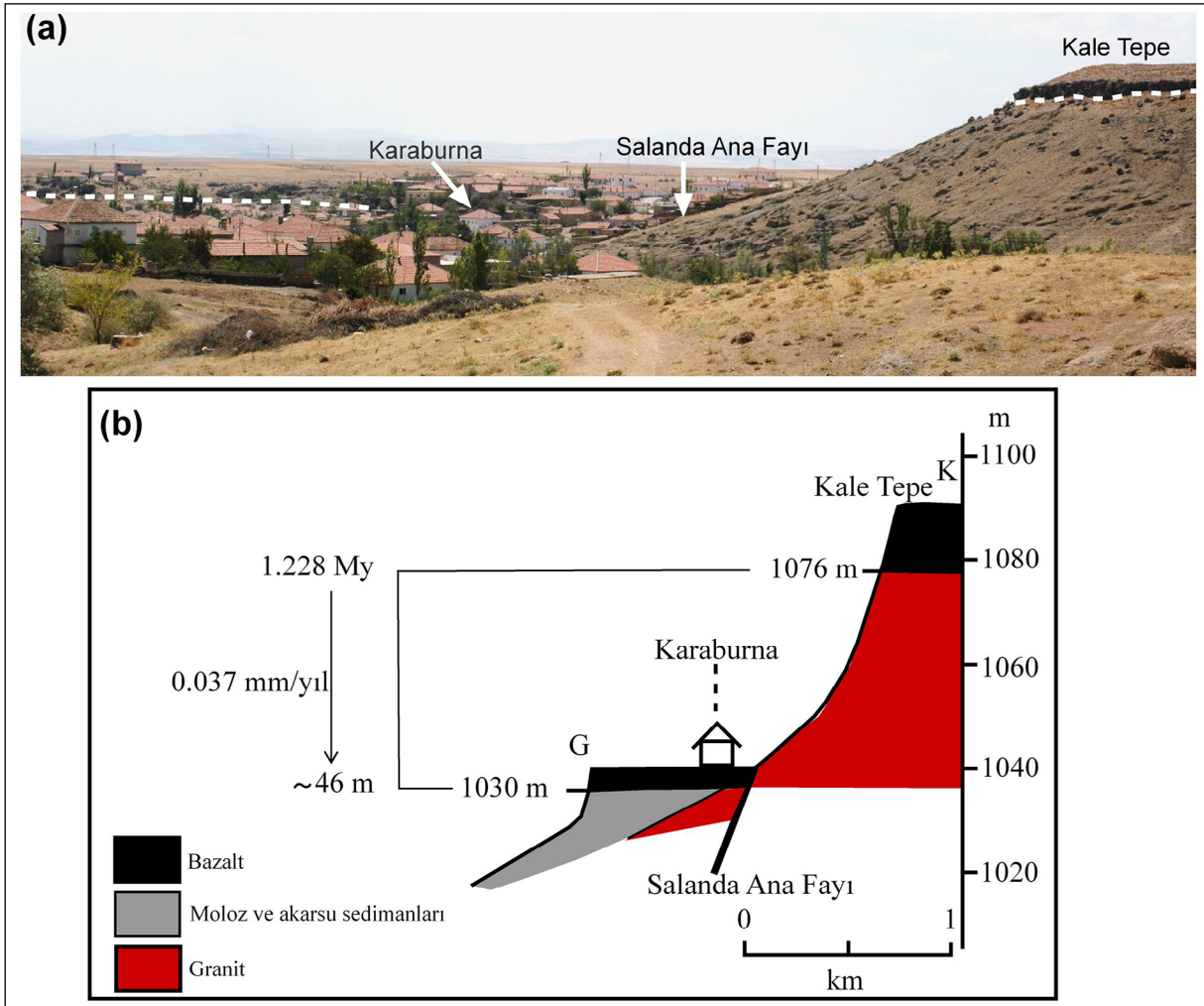
Doğuda Gülşehir ile batıda Karaboğaz Köyü arasında, Kızılırmak Nehri'nin kuzey ve güney

kenarları boyunca kesikli olarak yüzeyleyen yaklaşık 0.9-7 km genişlikte ve 47 km uzunlukta aktif bir deformasyon kuşağı gözlenir. Anılan bu deformasyon kuşağı daha önce Koçyiğit ve Doğan (2016) tarafından saptanmış, Tuzköy Fay Takımı olarak adlanmış ve analiz edilmiştir. Tuzköy Fay Takımı'nın sınırlı bir kesimi (Tuzköy-Hacılar kesimi) çalışma alanımız içinde yüzeylemektedir (Şekil 2 ve 3). Genel olarak BKB gidişli, sık aralıklı, değişik uzunlukta, kuzey ve güneye dikçe eğimli çok sayıda yapısal fay segmentinden oluşan Tuzköy Fay Takımı, Kızılırmak Nehri'ni ve yan kollarını denetlemektedir. Kuvaterner öncesi yaşlı temel kaya topluluğunun en genç birim olan Miyosen-Pliyosen yaşlı Ürgüp Grubu volkanosedimanter istifi ve onu açılı uyumsuzlukla örten Kuvaterner yaşlı havza dolgusu birimleri Tuzköy Fay Takımı fayları tarafından kesilip düşey ve yanal yönde ötelenmiştir. Örneğin Gülşehir ilçesi yakın batısında (çalışma alanı doğusu ve dışı), yine Ürgüp Grubu kayalarını, onu açılı uyumsuzlukla üzerleyen sekiyi ve 96 bin yıl yaşındaki Karnıyarıktepe Bazaltını (B4) kesip öteleyen bir sıkışma yapısı (yüksek açılı bir ters fay), Tuzköy Fay Takımı'nı oluşturan önemli yapılardan biri olan Gülşehir fayı tarafından kesilip ötelenmiştir (Koçyiğit ve Doğan 2016'da Şekil 13b). Özetle, Tuzköy Fay Takımı kökensel olarak, paleotektonik dönemden kalıtsal normal faylanma ile temsil edilmiş bir yapı olup, Kuvaterner yaşlı neotektonik dönemde sağ yanal doğrultu atımlı bir yapı olarak yeniden etkinlik kazanmıştır. Bu nedenle fay segmentlerinin önemli miktarda eğim atım bileşeni de vardır.

### 3.1.4. Çiftlikköy Fay Takımı

Çalışma alanının güney kesiminde, kuzeyde Çiftlikköy ile güneyde Eskiköy yerleşkeleri arasında değişik uzunlukta (0.8-6 km), egemen olarak BKB gidişli, kuzeye dikçe eğimli (60-80 derece arasında), yaklaşık birbirine koşut uzanımlı yedi adet yapısal fay segmenti yüzeyler. İlkin bu çalışma kapsamında saptanmış ve haritalanmış olan bu fay segmentleri Çiftlikköy Fay Takımı olarak adlanmış ve analiz edilmiştir (Şekil 2 ve 4). Bunlar arasında en uzun olan Çiftlikköy Fay Segmenti olup bu fay altta yer alan Ürgüp Grubu kayalarını ve onun üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunan 1.989 My yaşındaki Evren Sırtı





Şekil 6- a) Salanda Ana Fay sarplığının genel görünümü (Batıya bakış). b) Aynı fay sarplığının jeolojik enine kesiti ve düşey atım miktarı (Doğan, 2009 ve 2011'den yeniden çizilmiştir).

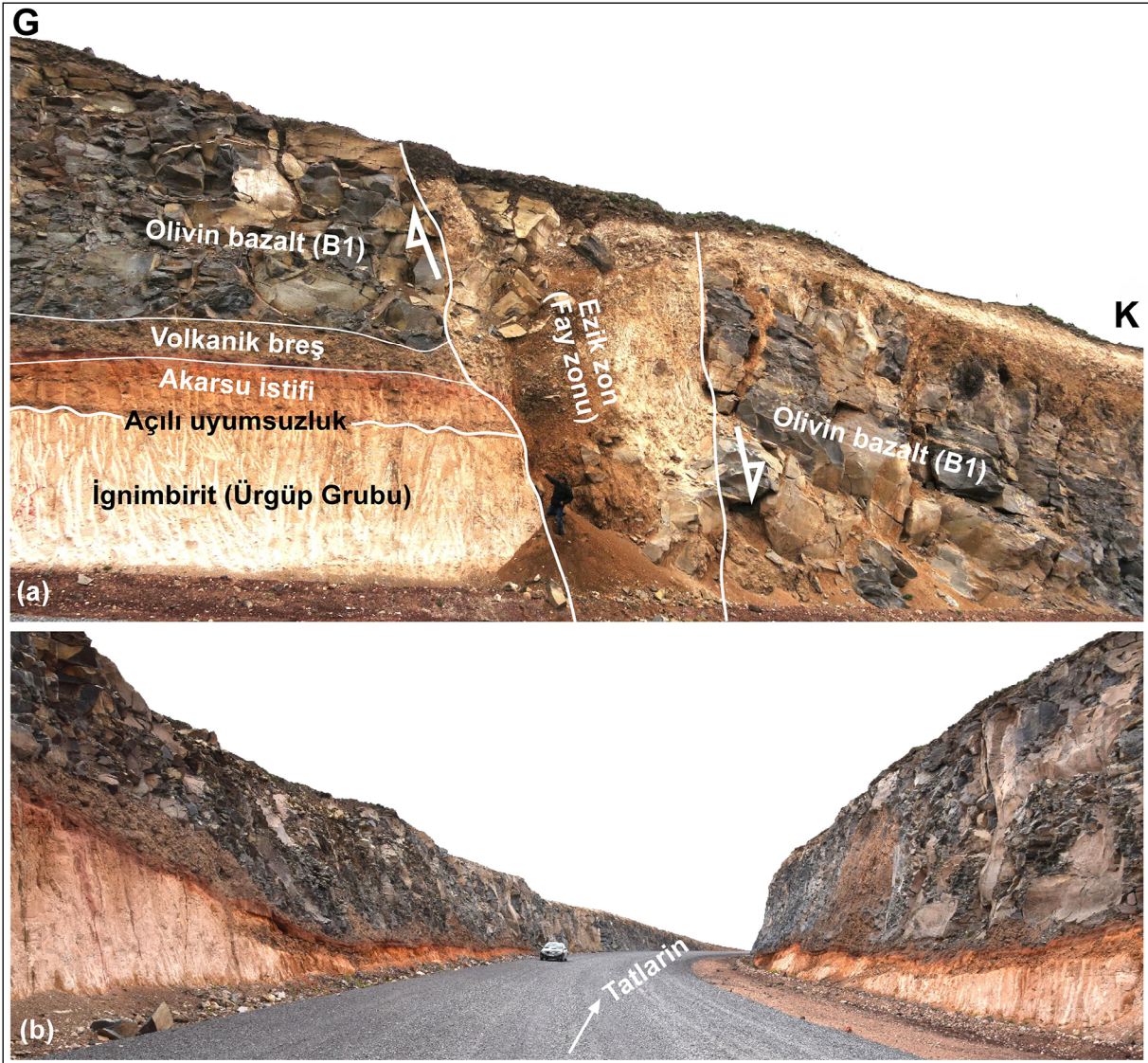
Bazaltı'nı (B1) (Doğan, 2011) keser ve düşey yönde 36 m kadar ötele (Şekil 2b'de A-C). Fay segmentleri genel olarak iyi korunmuş fay aynaları sunmakta olup, fay aynalarından ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi ve arazi gözlemleri bu fayların egemen olarak doğrultu atım bileşenli (100m -175m arasında değişir) yapılar olduğunu kanıtlamıştır (Şekil 2'de S1, S2 ve S3). Fayların varlığını kanıtlayan diğer iki önemli yapısal veri ise fay bloklarının geriye doğru eğimlenmesi ve genişliği 5 metreye varan ezik-breşik zonların gelişmiş olmasıdır. Bu zon özellikle yol yarmasında gözlenmiş olan Kabatırman Fay Segmenti için oldukça karakteristiktir (Şekil 7a). Anılan bu fay tarafından kesilmiş olan Geç Kuvaterner yaşlı istif (alttan üste doğru sırayla akarsu tortulu, volkanik breş ve bazaltik lav), fayın kuzey bloğunda faya doğru, güney bloğunda ise faydan uzağa doğru  $10^\circ$

kadar eğimlenmiştir (back tilting) (Şekil 7b). Bu faylar boyunca gözlenen önemli miktardaki eğim atım bileşeni, fayların neotektonik dönemde yeni bir düzlem oluşturma yerine var olan eski düzlemi kullanmış olması nedeniyledir.

#### 4. Jeomorfolojik Özellikler

Çalışma alanı Kızılırmak vadisinin güneyi ve kuzeyi olmak üzere iki bölümde incelenmiştir. Her iki alan da topografik olarak Kızılırmak vadisine doğru alçalmaktadır.

Vadinin güneyinde yer alan ve yaklaşık 15.5 km uzunluğunda olan Evren Sırtı bu kesimde incelediğimiz başlıca jeomorfolojik birimi oluşturur (Şekil 8). Önceki çalışmalardan (Doğan, 2011;

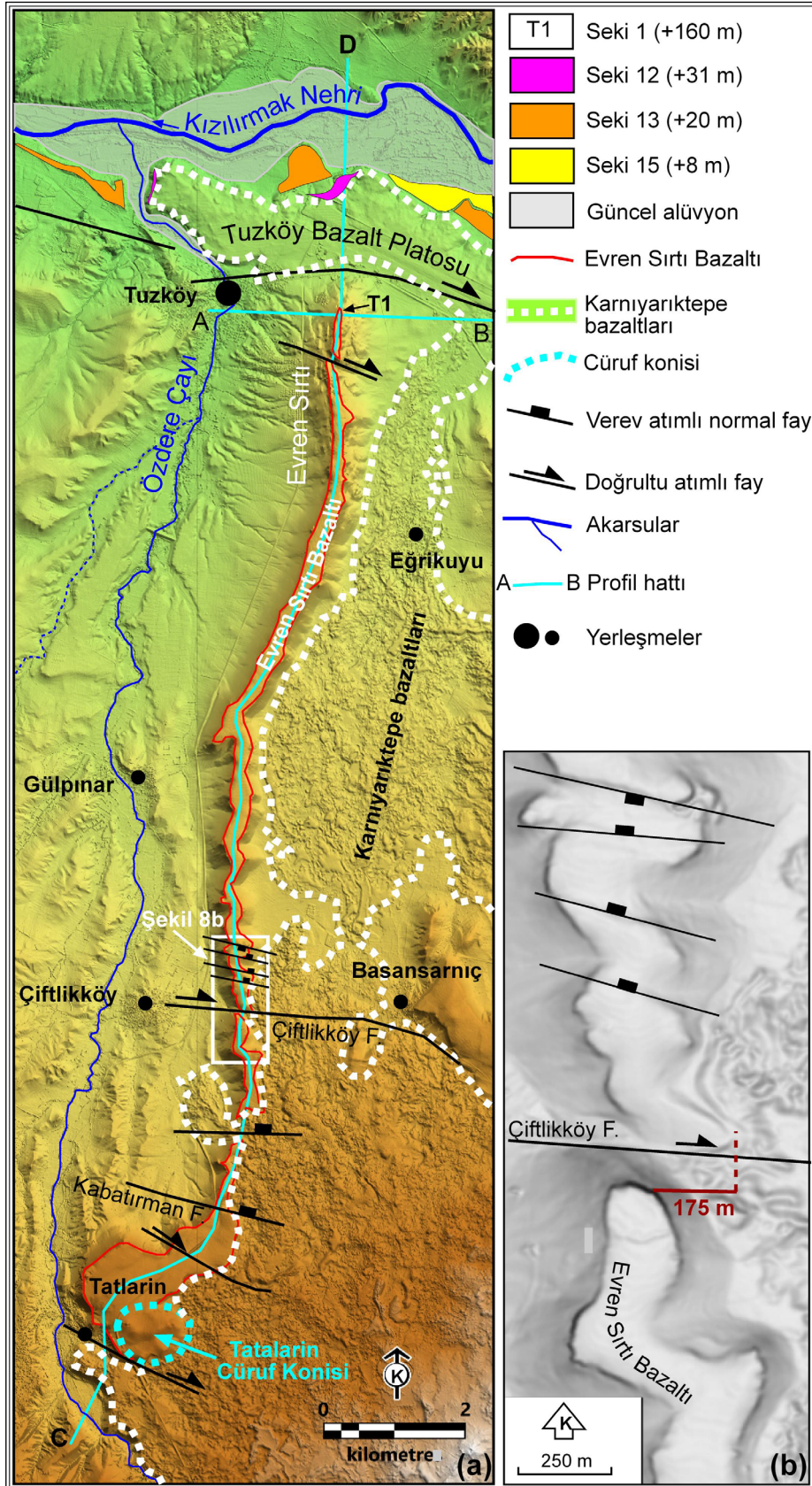


Şekil 7- a) Kabatırman Fayı'nın yakın görünümü (Batıya bakış). b) Kabatırman Fayı tarafından kesilen Geç Kuvaterner yaşlı bazik volkanik istifin geriye doğru eğimlenmesi (Güneye bakış).

Çiner vd., 2015; Koçyiğit ve Doğan, 2016) Evren Sırtı'nın Kızılırmak'ın bir paleo-yan kolunun vadi tabanının terslenmesi sonucunda oluştuğu bilinmektedir. Evren sırtının üzeri kalınlığı birkaç metreden 7 metreye kadar varan bir bazalt ile kaplıdır (Toprak, 1994; Doğan, 2011). Bu bazalt akıntısı üzerinde bulunduğu sırtın adından dolayı Doğan (2011) tarafından Evren Sırtı Bazaltı olarak adlandırılmıştır. Daha sonra yapılan bir çalışmada da Evren Huwayiti adı kullanılmıştır (Türkecan vd., 2014). Bir volkanik püskürme sonucunda yüzeye çıkan Evren Sırtı Bazaltı günümüzden yaklaşık 2 My önce bu vadi boyunca akarak Kızılırmak Nehri yatağına kadar ulaşmıştır (Doğan, 2011; Aydar vd., 2013).

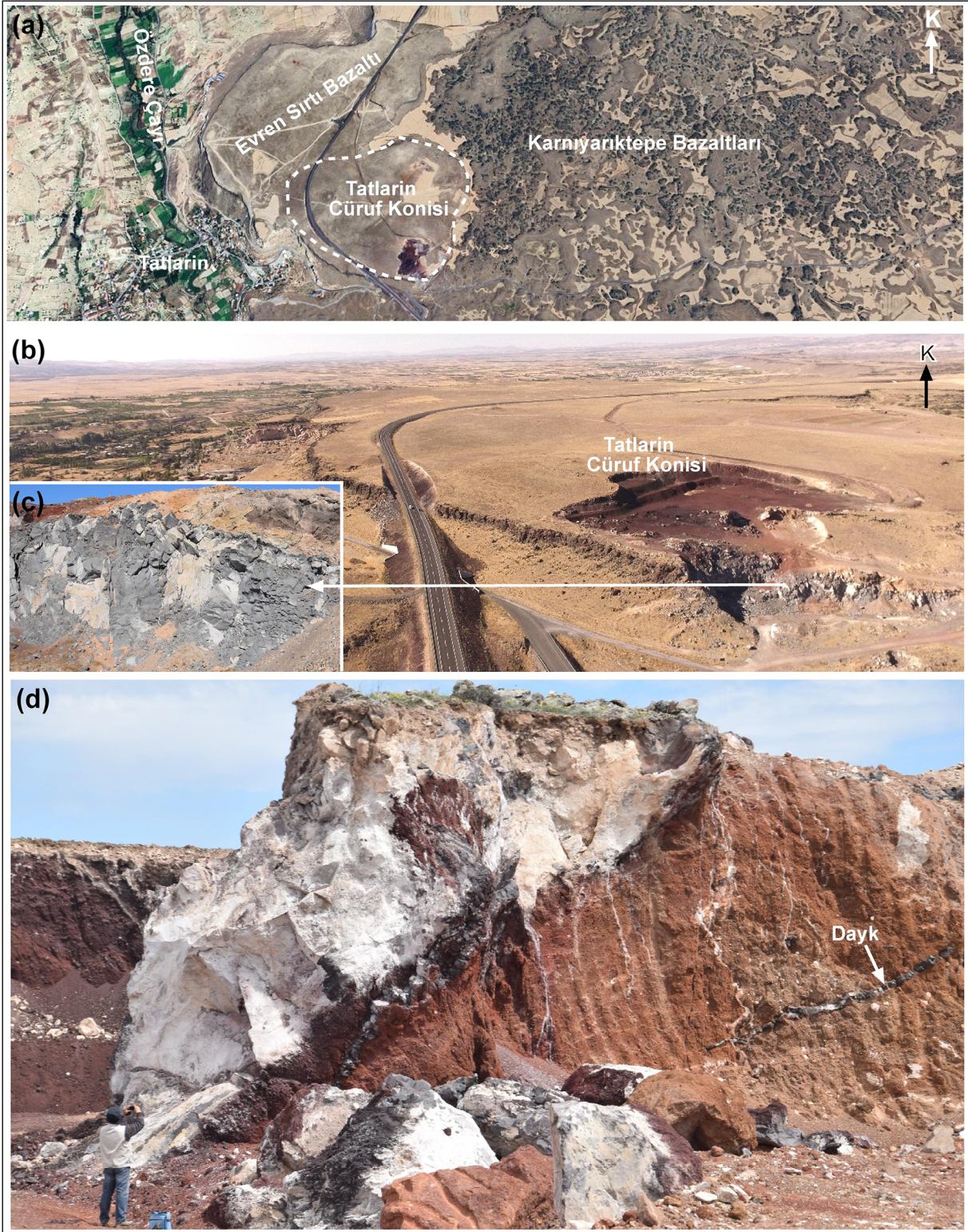
Bu çalışmanın amacı doğrultusunda Evren Sırtı Bazaltı'nın kaynağını araştırdığımızda önceki çalışmalardan farklı bulgulara ulaşılmıştır. Örneğin Doğan (2011) Evren Sırtı Bazaltı'nın çıkış yerinin Karnıyarık Tepe olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ise Evren Sırtı Bazaltı'nın kaynağının Tatların yerleşmesinin hemen doğusundaki bir cüruf konisinin olduğu saptanmıştır (Şekil 8 ve 9). Doğan'ın (2011) çalışmasından sonra bu cüruf konisi Acıgöl-Tuzköy yolunun yapılması sırasında malzeme temini amacıyla taş ocağı olarak işletilmeye başlanmıştır. Yükseltisi fazla olmayan ve bazalt akıntıları ile çevrili olan koninin insan eliyle yarılmadan önce fark edilmesi kolay olmamıştır.





Şekil 8- a) Evren Sirtı çevresinin geliştirilmiş jeomorfoloji haritası. Sekiler; Doğan 2011'den aynı adla ile alınmıştır. b) Çiftlikköy Fayı ve yakın çevresinin detaylı sayısal yükselti modeli.





Şekil 9- a) Evren Sirtı Bazaltının kaynağını oluşturan Tatlarin Cüruf Konisi ve çevresindeki başlıca jeomorfolojik birimlerin uydu görüntüsü. b-c) Tatlarin Cüruf Konisi ve ondan kaynaklanan Evren Sirtı bazaltın yakın görünümü. d) Cüruf konisinden yüzeye çıkan cüruf ve bazaltın yakın görünümü.



Evren Sırtı Bazaltı'nın kaynağını aldığı ve bir faya bağlı olarak oluşan cüruf konisi bu çalışmada Tatların Cüruf Konisi olarak adlandırılmıştır. Dolayısıyla ilk olarak Doğan (2011) tarafından adlandırılmış olan Evren Sırtı Bazaltı'nı aynı zamanda Tatların Cüruf Konisi Bazaltı olarak da adlandırmak yanlış olmaz. Evren Sırtı Bazaltı'nın yaşından dolayı Tatların Cüruf konisinin yaşı yaklaşık 2 My olarak kabul edilebilir. Bu koni ve bazalt çıkışı Acıgöl Kalderası'nın içerisinde ve yamaçlarındaki volkanik aktivitenin anlaşılması açısından da önemlidir.

Tatların Cüruf Konisi'nden kaynaklanan bazalt akıntısı cüruf konisinin hemen batısından akışını sürdüren paleo-Özdere Çayı'na kanalize olarak Kızılırmak Nehri'ne kadar akmıştır. Bazaltın aşınmaya karşı vadi yamacını oluşturan kayalardan daha dayanıklı olması ve bazalt akıntısının vadi tabanında oluşturduğu yükselti nedeniyle, bazalt ile yamaç arasında akışını sürdürmeye zorlanan akarsular yamacın hızla aşındırılmasına ve vadi tabanının terselmesine yol açmıştır (Şekil 10).

Evren Sırtı'nın batısında akışını sürdüren Özdere Çayı'nın yaklaşık 2 My önce terselmiş paleovadide akmakta olan akarsu olduğu anlaşılmaktadır. Bir başka ifadeyle Evren Sırtı Bazaltı, Özdere Çayı'nın önceki vadisinin terselerek Evren Sırtı'na dönüşmesine yol açmıştır. Evren Sırtı'nın doğusu ve batısında kalan sahalarda arasında bir asimetri vardır. Sırtın doğu kesimi bugünkü Özdere vadisi kadar derinleştirilmemiştir. Evren Sırtı'nın kuzey kesiminde yaptığımız hesaplamada sırtın batısı (Özdere Çayı vadi tabanı) ve doğusu (Tuzköy Bazalt Akıntısı) arasındaki yükselti farkı 28 m'dir (Şekil 11). Bu durumun başlıca iki nedeni vardır. Bunlardan biri Karnıyarıktepe'den yaklaşık 404 bin yıl (Tuzköy Bazaltı) ve 96 bin yıl (Karnıyarıktepe Bazaltları) önce akarak bu kesimde geniş bir alan kaplayan bazalt örtüleri (Doğan, 2011), diğeri ise bu kesimde önemli bir akarsuyun olmamasıdır.

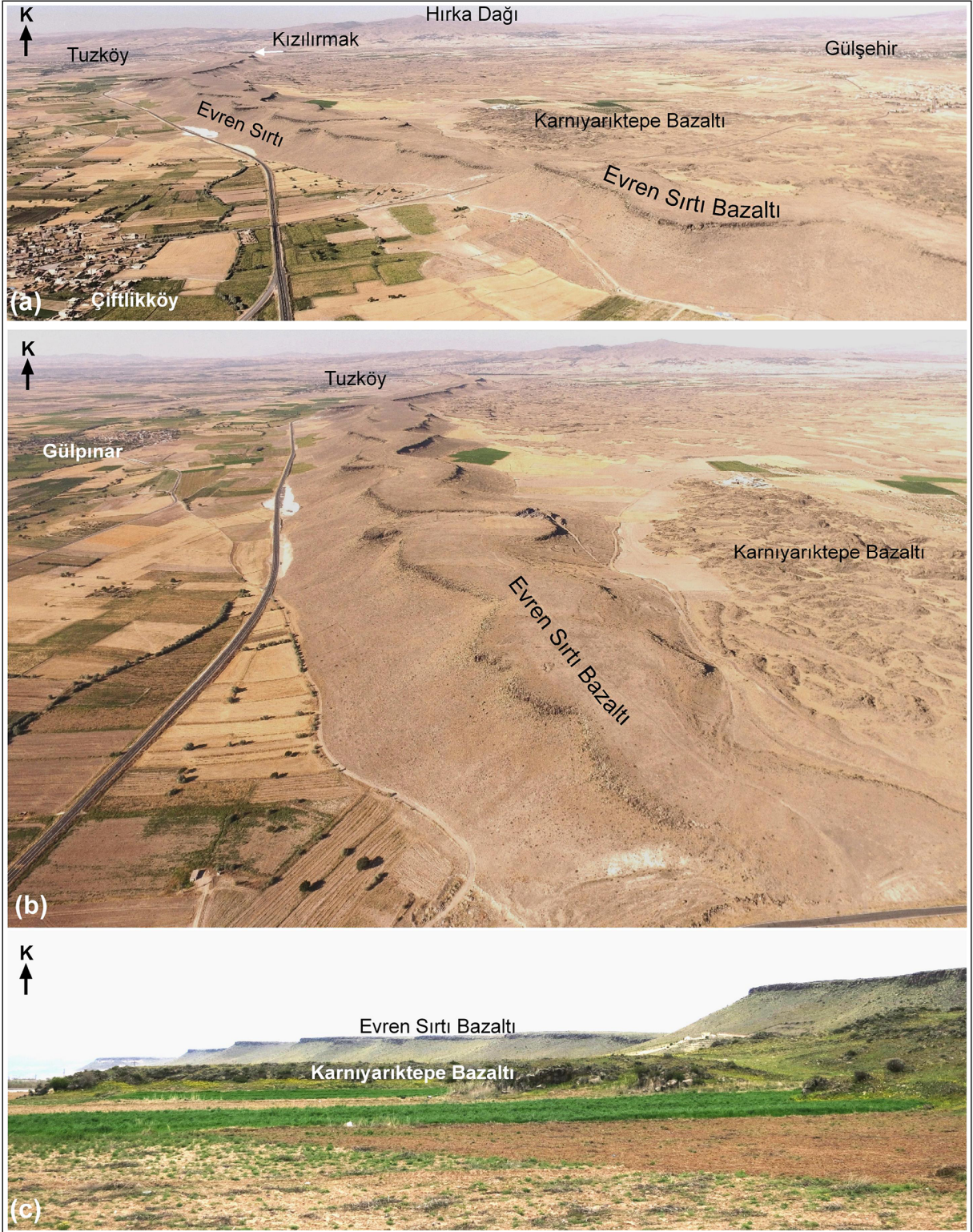
Evren Sırtı'nın güney kesimini kesen yol yarmasında ortaya çıkmış olan paleovadi tabanından elde ettiğimiz bulgular oldukça önemlidir. Yol yarması, Evren Sırtı Bazaltı'nın özellikle Çiftlikköy güneyi ile Tatların beldesi arasında kalan kesimin,

adeta enine kesitini ortaya çıkarmıştır (Şekil 12). Burada tabanda Ürgüp Grubu içerisinde yer alan Zelve ignimbiriti yüzeylenmektedir (Aydar vd., 2012). Zelve ignimbiritini, kalınlığı bazı kesimlerde 1.5 m'yi bulan akarsu çökelleri üzerler. Akarsu çökellerini ise sırasıyla 0.4 m kalınlığındaki cüruf deposu ve kalınlığı 7 m'yi bulan Evren Sırtı Bazaltı üzerler.

Akarsu çökellerinde masif kaba çakılların kalınlığı 0.7 m'yi bulur. Orta derecede yuvarlaklaşmış ve çoğunlukla volkanik kayalardan oluşan bu çakıllar paleo-Özdere Çayı'na aittir (Şekil 12b). Bazı kesimlerde çakılların üzerinde 0.8 m kalınlığında silt ve kum çökelleri de görülmektedir (Şekil 12c). Bugün terselmiş vadi tabanında bulunan bu akarsu çökelleri aynı zamanda bugünkü Özdere Çayı'nın en eski sekisine ait depolardır. Bu akarsu çökelleri Kızılırmak Vadisi'nin güney yamacında nehir seviyesinden 160 m yukarıda Evren Sırtı Bazaltı altında daha çok orta boy çakıllar halinde saptanmış ve Seki 1 (T1) olarak adlandırılmıştır (Doğan, 2011).

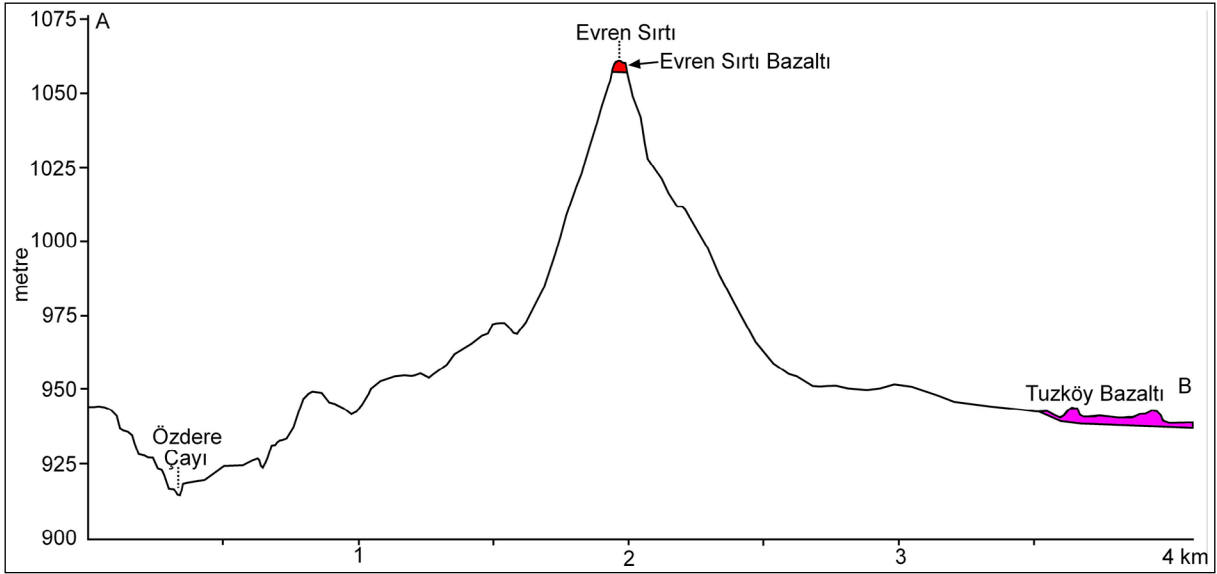
Evren Sırtı'nın boyuna profili, dolayısıyla paleovadi tabanı profili önemli jeomorfolojik ve morfolojik sonuçlara ulaşmamızı sağlamıştır (Şekil 13a). Evren Sırtı'nı kesen çok sayıda faya bağlı olarak oluşan ötelenmeler, düşey atımlar/eğim kırıklıkları ve fay bloklarındaki geriye doğru eğimlenmeler paleovadi tabanının ilksel profilini bozan yapısal etkenler olmuştur. Buna karşın, çizilen profil hem Özdere Çayı'nın 2 My önceki yatak eğimini, fayların etkisine rağmen yaklaşık olarak görmek hem de vadiyi enine kesen fayların bazalt akıntısından sonraki aktivitesini ve dolayısıyla sahanın son 2 My'deki morfolojik özelliklerini anlamak açısından önemlidir. Profil üzerinde faylar ve bazı jeomorfolojik birimler de gösterilmiştir. Profilde fayların eğimleri, hareketlerine bağlı olarak oluşturdukları düşey atımlar ve geriye doğru eğim kazanmış bloklar açıkça görülebilmektedir.

Evren Sırtı'nı kesen ve önemli miktarda düşey bileşene sahip olan sağ yanal doğrultulu atımlı faylardaki maksimum yanal atım miktarı son 2 My'da 175 m'yi bulmuştur. Bu faylardan bazıları 1 m'nin altında düşey atım üretmişken, Çiftlikköy Fayı'nda bu atım miktarı 36 m'yi bulmaktadır (Şekil 14). Hatta Karnıyarık



Şekil 10- a- b) Vadi tabanı terselmesi sonucunda oluşan Evren Sirtı ve Evren Sirtı Bazaltı'nın genel görünümü. c) Çiftlikköy'ün güneydoğusunda fayın alçalan bloğu üzerinden Evren Sirtı'nı aşarak Özdere Vadisi'ne ulaşan Karnıyarıktepe Bazaltı





Şekil 11- Evren Sırtı'nın enine profili. Profil hattı için bakınız Şekil 8a.

Tepe'den kaynaklanan Geç Pleyistosen bazalt akıntısı (Doğan, 2011) Çiflik Fay Takımı'ndaki bir fayın Evren Sırtı'nda oluşturduğu alçalmaya/gediğe bağlı olarak sırtın batısındaki Özdere Çayı vadisine bir yelpaze oluşturacak şekilde akabilmiştir (Şekil 8, 10c ve 15).

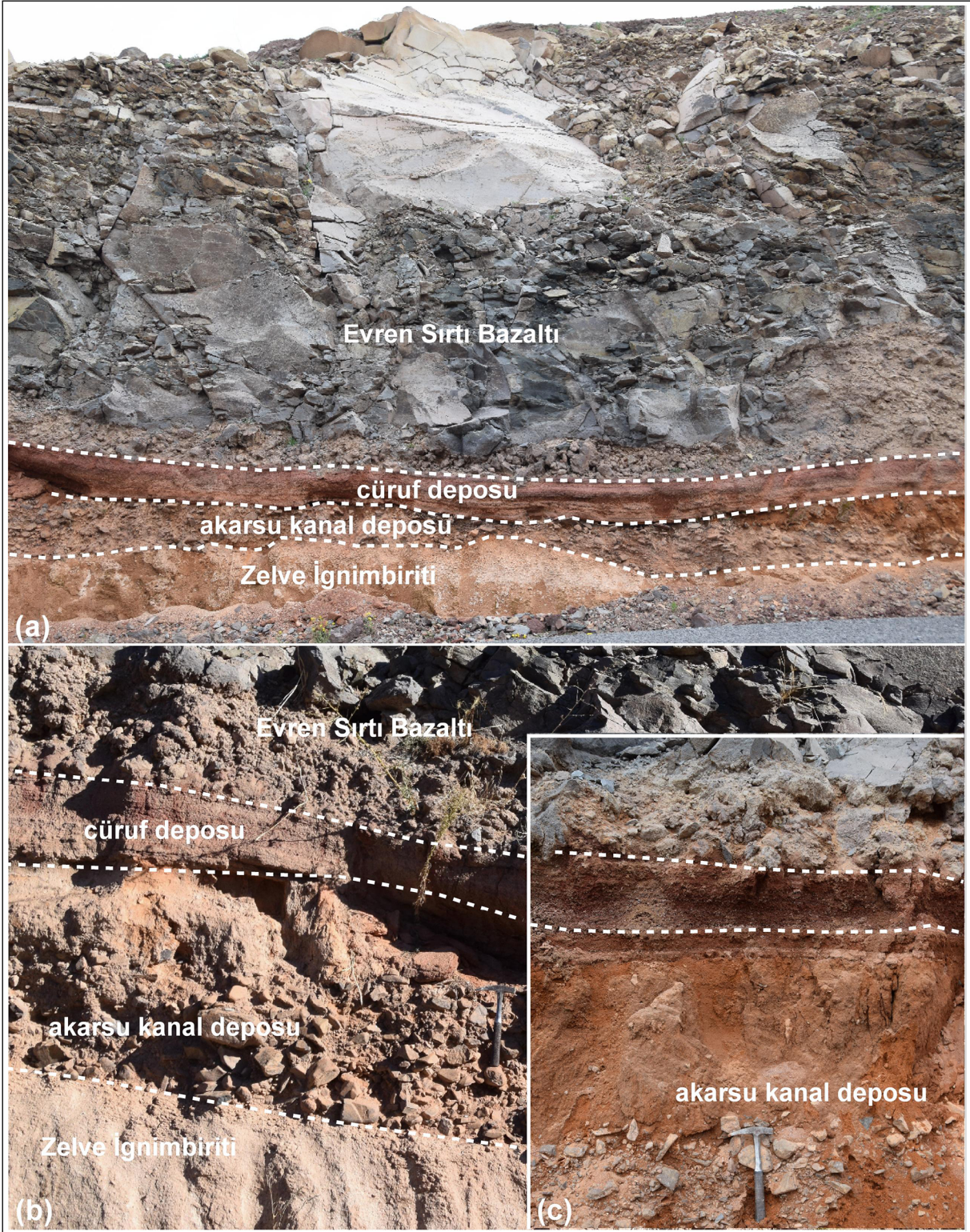
Faylardaki düşey atımlara bağlı olarak fay bloklarındaki geriye doğru eğim kazanmalar da açık bir şekilde görülmektedir. Dolayısıyla hem geriye doğru eğim kazanmalar, hem de düşey atımlar paleo-Özdere Çayı'nın vadi tabanı profilini bozmuştur. Paleovadinin, fayları göz ardı ederek, yaptığımız ortalama eğimi ile güncel Özdere Çayı'nın eğimini (Şekil 13b) kıyasladığımızda, paleovadinin güncel akarsuya göre daha düşük eğimli bir yatakta aktığı söylenebilir. Bu durum Erken Pleyistosen'deki bölgesel tektonik yükselme hızının daha düşük olduğunu açıkça göstermektedir. Bu veri Kızılırmak Vadisi'nde Doğan (2011) tarafından saptanmış olan vadi kazılma hızı veya bölgesel yükselme hızını doğrular niteliktedir. Doğan (2011) Kızılırmak Vadisi'ndeki kazılma hızını Erken Pleyistosen'de 0.04 mm/yıl, geç Erken ve Orta Pleyistosen'de sırasıyla 0.12 mm/yıl olarak hesaplamıştır.

Kızılırmak Nehri'nin kuzey kesimindeki çalışma alanı ise Karaburna Bazaltı'nın yüzeye çıkış noktasından Kızılırmak Vadisi'nin güneyine kadar

uzanır (Şekil 3). Bu kesimin jeomorfolojik özellikleri Doğan (2011) tarafından ayrıntılı olarak ele alındığı için burada kısaca açıklanmıştır. Bu kesimde Kızılırmak Vadisi Salanda Ana Fayı tarafından sınırlanır. Salanda Fayı üzerinden Kızılırmak Vadisi'ne akarak akarsu depolarını üzerleyen Karaburna Bazaltı, nehrin T2 ve T3 sekileri üzerinden geçerek o günkü vadi tabanı depolarından oluşan T4 (+128 m) sekisi üzerinde son bulmuştur (Doğan 2011). Salanda Fayı'nın aktivitesi 1228.2 bin yıl önceye tarihlendirilmiş olan Karaburna Bazaltı'nın oluşumundan sonra da devam etmiştir. Salanda Fayı'ndaki düşey atım miktarı 46 m (0,037 mm/yıl) olarak ölçülmüştür (Şekil 6). Aynı dönem için bu faydaki yanal atım miktarı da 5 km, yanal kayma hızı ise 4.07 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Koçyiğit ve Doğan, 2016).

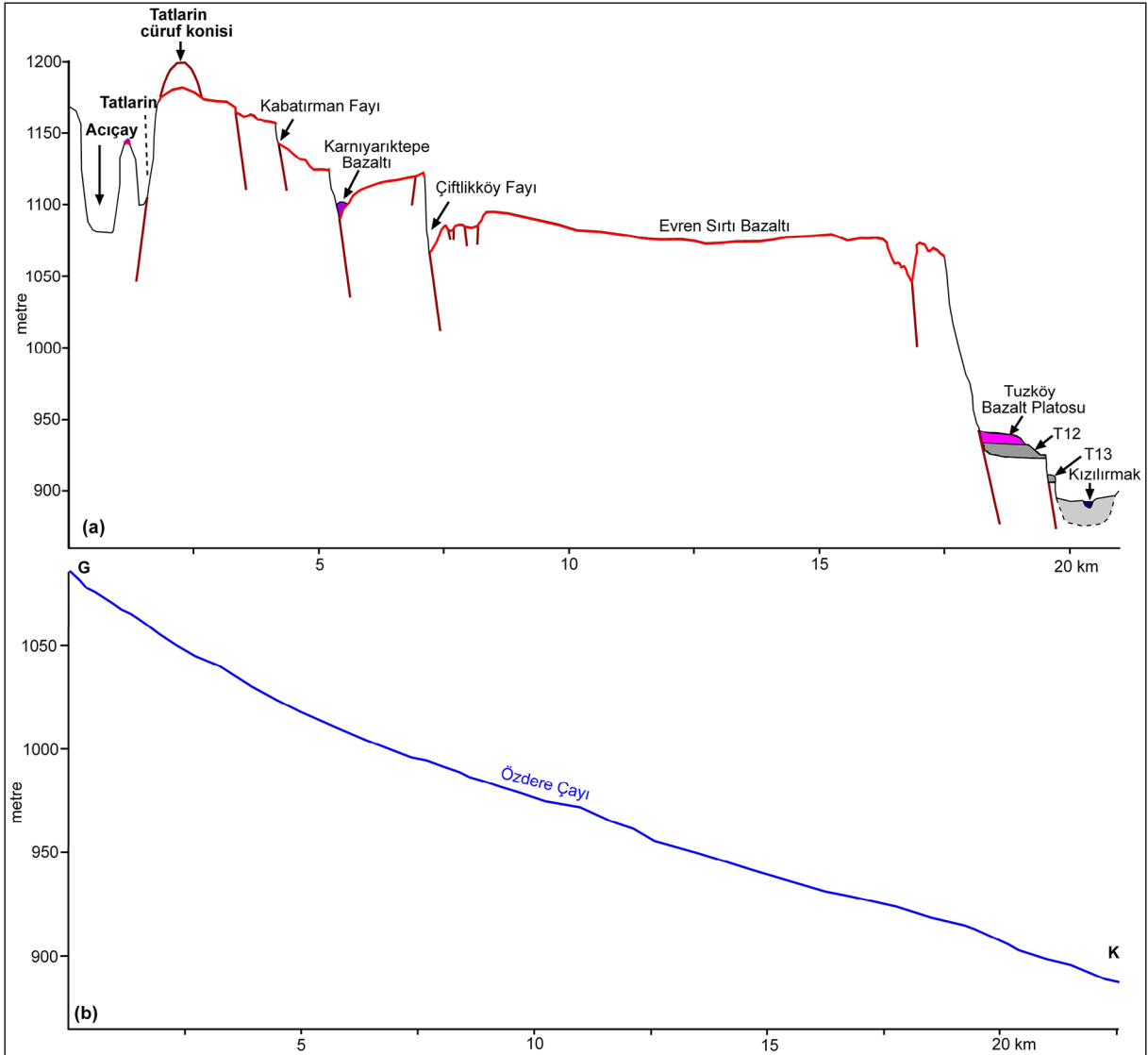
Karaburna Bazaltı Platosu ile Kızılırmak vadisi arasında kalan kesimde günümüze kadar korunabilmiş 5 seviye basamağı bulunmaktadır. Burada Salanda Ana Fayı ile Kızılırmak Vadisi arasında yaklaşık olarak onlara paralel olarak uzanan faylar T8 (+78 m) ve T11 (+41 m) sekilerini güneyden sınırlamaktadır. Bir başka deyişle, sekiler fayların yükselen blokları üzerinde korunmuştur (Doğan, 2011). Kızılırmak Nehri'nin yatağı ise her iki taraftan faylarla sınırlanmıştır (Koçyiğit ve Doğan, 2016).





Şekil 12- a-b-c) Evren Sırtı'nı kesen yol yarmasında terselmiş paleovadi tabanının kesiti ortaya çıkmıştır. Fotoğraflarda kesit görüntüsü genelden ayrıntıya doğru sıralanmıştır.





Şekil 13- a) Evren Sırtı'nın boyuna profili, sırtı kesen faylar ve bazı jeomorfolojik birimler. b) Özdere Çayı'nın boyuna profili. Bu profil, Evren Sırtı profilinin başlangıç noktasından itibaren alınmıştır.

## 5. Sonuçlar

Çalışmada elde edilen bulgulara göre aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

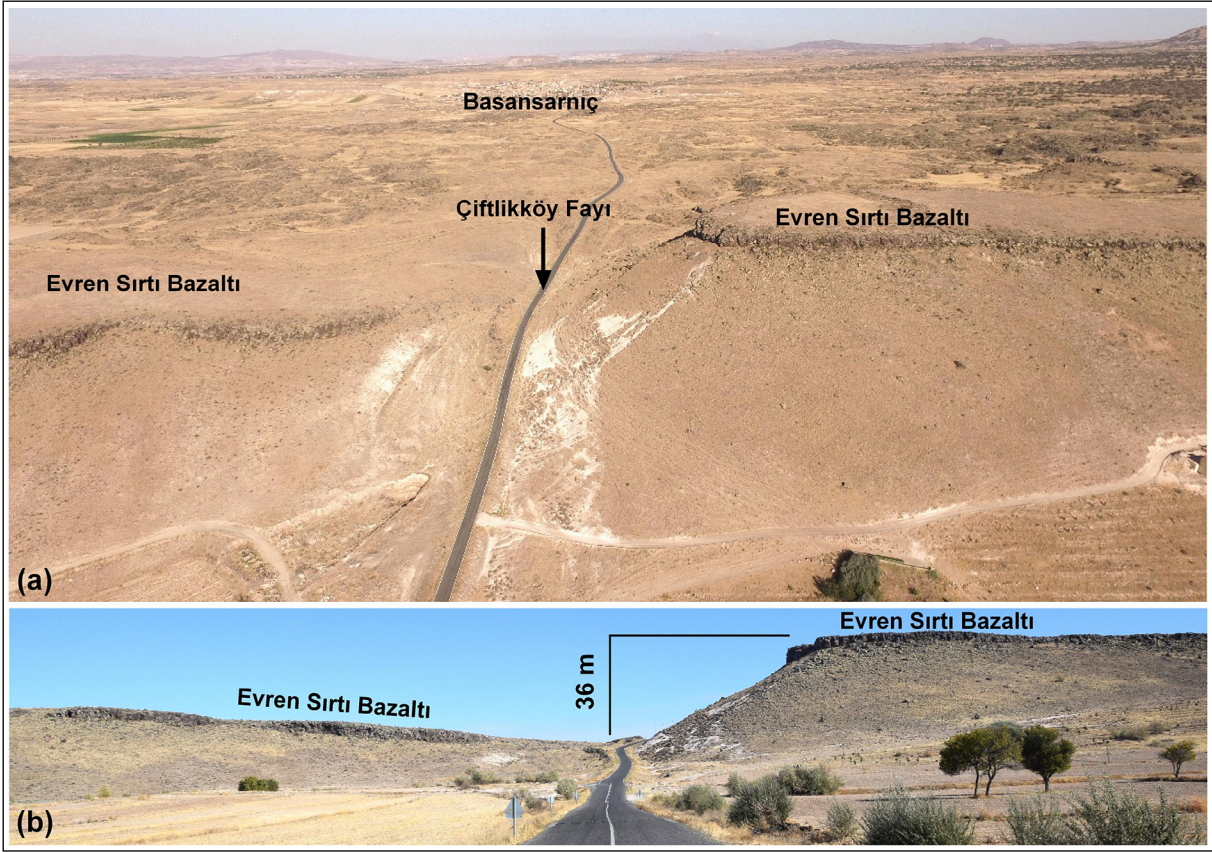
Yeni bir fay takımı (Çiftlikköy fay takımı) saptanmış, haritalanmış ve analiz edilmiştir

Gerek Salanda Fay Kuşağı ve gerekse Çiftlikköy Fay Takımı, kökensel olarak Miyosen-Erken Pliyosen sırasında normal fay olarak çalışmış paleotektonik bir yapıdır. Buna karşın aynı yapılar, Erken Kuvaterner'den başlayarak, değişen gerilim alanı konumuna (stress field state) bağlı olarak doğrultu atımlı faylar olarak çalışmaya başlamıştır. Başka bir

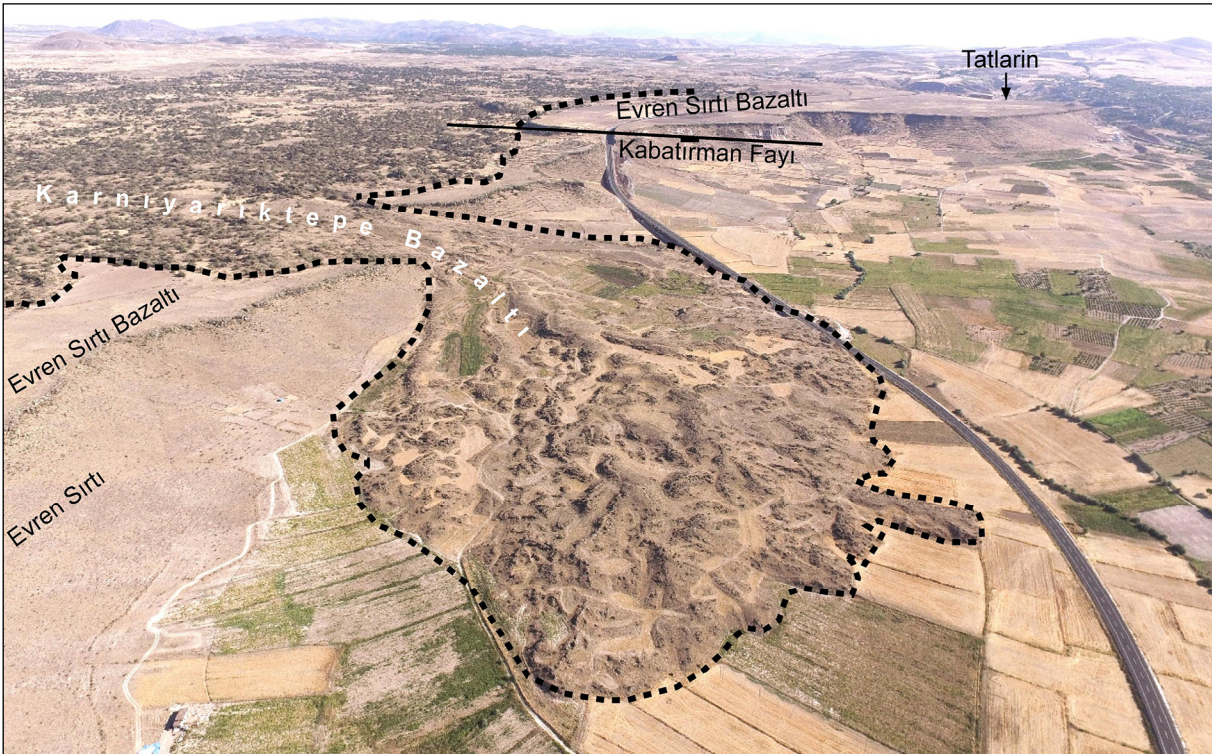
deyişle her iki yapı da Kuvaterner sırasında yeniden etkinlik kazanmış olup, günümüzde çalışma alanımızı da içine alan daha geniş bir bölgede (Kapadokya'da) neotektonik rejimi karakterize etmektedir.

Salanda Ana Fayı boyunca sağ yanal doğrultu atım miktarı Kuvaterner başlangıcından günümüze kadar yaklaşık 5 km, buna karşın aynı fay boyunca düşey atım miktarı, Karaburna bazaltının oluşumundan (1.228 My) günümüze kadar geçen sürede 46 metredir. Bu değerler sırayla 4.07 mm/yıl ve 0.037 mm/yıl yatay atım ve düşey atıma karşılık gelir ve fay üzerindeki egemen atım miktarının sağ yanal doğrultu atım olduğunu belgeler.





Şekil 14- a-b) Evren Sırtı Bazaltı'nı kesen Çiftlikköy Fayı son 2 My'da yaklaşık 175 m sağ yanal ve 36 m düşey atım üretmiştir.



Şekil 15- Evren Sırtı'nı kesen Çiftlikköy Fay Takımını oluşturan bir fay segmentinin düşen bloğuna bağlı olarak Karnıyarıktepe Bazaltı sırtına geçebilmiştir (Güneye bakış).



Kuvaterner öncesi temel kayalardan en genç olanı orta Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Ürgüp Grubu olup, bu birim oluşumunu izleyen süreçte (olasılıkla Geç Pliyosen?) bölgesel bir sıkışma rejimi yaşamış ve böylece deformasyona (bir seri antiklinal ve senklinalin oluşumuna) uğramıştır. Buna karşın Kuvaterner yaşlı birimler bu tür bir deformasyona uğramamış olup, genelde yatay konumludur. Başka bir deyişle Temel kayalar ve Havza dolgusunu oluşturan birimler arasında bölgesel ölçekli bir açılı uyumsuzluk bulunmaktadır. Ancak, Kuvaterner sırasında etkin olan doğrultu atımlı neotektonik rejimin kinematik özelliği gereği, bu açılı uyumsuzluğu, onun altında yer alan yaşlı temel kayaları ve üstünde yer alan Kuvaterner yaşlı birimleri tümüyle kesip ötelemiş büyük açılı ters faylar da gelişmiştir.

Wells ve Coppersmith (1994) formülüne göre gerek Salanda Ana Fayı ve gerekse Çiftlikköy Fay Takımı, uzunlukları baz alındığında bu iki fayın üretecekler, maksimum deprem büyüklüğü  $M_w \geq 6.0$  olarak hesaplanmıştır. Ancak bu iki yapı henüz yıkıcı deprem üretmemiştir. Başka bir deyişle, bu iki yapı günümüzde potansiyel aktif faylar olup, bu özelliklerini günümüzde de sürdürmektedir. Bu nedenle anılan bu faylar üzerinde ayrıntılı hendek kazılarıyla paleodeprem araştırılması bölge için hayati önem taşır.

Evren Sırtı Bazaltı yaklaşık 2 My önce Tatların Cüruf Konisi'nden kaynaklanmış ve paleo-Özdere Vadisi'nden akarak Kızılırmak Nehri'nin vadi tabanına ulaşmıştır. Bazaltın aşınmaya karşı görece dayanıklı bir katman oluşturması zamanla vadi tabanın terselmesine yol açmıştır. Evren Sırtı'nı kesen çok sayıda fayların oluşturduğu yanal ve düşey atımlar Evren Sırtı Bazaltı aracılığıyla kolayca hesaplanabilmiştir. Faylardaki düşey atımlar sahanın Kızılırmak Vadisi'ne doğru alçalmasına yol açmıştır. Terselmiş paleo-Özdere vadisi ile güncel Özdere vadi tabanının boyuna profilleri arasındaki fark Erken Pleyistosen'de sahadaki bölgesel tektonik yükselme hızının ve dolayısıyla Kızılırmak Nehri'nin derine kazma hızının düşük olduğunu göstermektedir.

Kızılırmak Vadisi'nin kuzey yamacının gelişimi Salanda Ana Fayı ve ona paralel faylar tarafından

denetlenmiştir. Karaburna Bazalt Platosu, Kızılırmak Nehri'nin oluşturduğu Erken Pleyistosen yaşlı üç sekiyi örterek aşımından korunurken, bazalt ile Kızılırmak vadi tabanı arasında kalan sekiler fay basamakları üzerinde korunmuştur.

### Değinilen Belgeler

- Avşin-Görendağlı, N. 2011. Kızılırmak sekilerinin oluşumunda iklim ve tektoniğin rolü, *Avanos. Coğrafi Bilimler Dergisi* 9, 221-238.
- Aydar, E., Çubukçu, H. E., Erdal, Ş., Lütfiye, A. 2013. Central Anatolian Plateau, Turkey: Incision and paleoaltimetry recorded from volcanic rocks. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 739-746.
- Aydar, E., Schmitt, A.K., Çubukçu, H.E., Akın, L., Ersoy, O., Şen, E., Duncan, R.A., Gökhan, A. 2012. Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 213-214, 83-97.
- Brocard, G.Y., Meijers, M.J.M., Cosca, M.A., Salles, T., Willenbring, J., Teyssier, C., Whitney, D.L. 2021. Fast Pliocene integration of the Central Anatolian Plateau drainage: Evidence, processes, and driving forces. *Geosphere* 17, 739-765.
- Çiner, A., Doğan, U., Yıldırım, C., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Kubik, P.W., Schlüchter, C. 2015. Quaternary uplift rates of the Central Anatolian Plateau, Turkey: Insights from cosmogenic isochron-burial nuclide dating of the Kızılırmak River terraces. *Quat. Sci. Review.* 107, 81-97.
- Demircioğlu, R., Coşkun, B. 2022. Salanda Fay Zonu'nun Kesikköprü (Kırşehir) ve Yeşilöz (Nevşehir) arasındaki kesiminin göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi* 28(3), 464-482.
- Demircioğlu, R., Oktar, O. 2024. Investigation of Salanda Fault Zone, between Yeşilöz and Gümüşkent (Nevşehir-Turkey) with PSInSAR. *Geofisica Internacional* 63, 865 - 879.
- Doğan, U. 2009. Gülşehir-Şahinler Arasında Kızılırmak'ın Uzun Dönemli Sekileri ve Taşkın Ovası'nın Gelişimi, Ankara Üniversitesi BAP Proje No: 06B535804
- Doğan, U. 2010. Fluvial response to climate change during and after the Last Glacial Maximum in Central Anatolia, Turkey. *Quaternary International* 222, 221-229.
- Doğan, U. 2011. Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia Section,

- Turkey: Inferred from Ar–Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology* 126, 66–81.
- Doğan, U. 2021. Kapadokya: Zamanda Yolculuk. Bilgin Kültür ve Sanat Yayinevi, 139 s., Ankara.
- Doğan, U., Şenkul, Ç. 2020. When did the drainage system of the Kızılırmak River form in Cappadocia (Anatolia, Turkey)? A revised geological and geomorphological stratigraphy. *Turkish J Earth Sci* 29, 1100-1113.
- Doğan, U., Şenkul, Ç., Altıparmak, S. 2020. Kızılırmak Nehri'nin Denizel İzotop Katı 6 Sırasındaki İklim Değişimlerine Tepkisi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* 5, 48-63.
- Gürbüz, A., Saraç, G., Yavuz, N. 2019. Paleoenvironments of the Cappadocia region during the Neogene and Quaternary, central Turkey. *Med. Geosc. Rev.* 1, 271–296
- Koçak, İ., Temiz, U., Öksüz, N. 2021. Salanda Fay Zonu (SFZ) ile İlişkili Traverten Oluşumlarının Paleoklimsel Önemi Paleoclimatic Significance of Travertine formations associated with the Salanda Fault Zone (SFZ). *Müh. Bil. ve Araş. Der.* (2), 218-225. 5
- Koçyiğit, A., Doğan, U. 2016. Strike-slip neotectonic regime and related structures in the Cappadocia region: A case study in the Salanda basin, Central Anatolia, Turkey. *Turkish J Earth Sci* 25, 393-417.
- Pasquarè, G. 1968. Geology of the Cenozoic volcanic area of central Anatolia. *Atti Accademia Nazionale dei Lincei* 9, 55–204.
- Toprak, V. 1994. Central Kızılırmak Fault Zone: Northern Margin of Central Anatolian Volcanics. *Turk. J. Earth Sci.* 3, 29–38.
- Türkecan, A., Ersoy, O., Atıcı, G., Çubukçu, E., Ulusoy, E. 2014. Vokanizma ve Piroklastik Kayaçlar 25-31 Ağustos 2014 Kapadokya. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi Hizmet İçi Eğitim Programı Teknik Gezi Kitabı, 54 s., Ankara.
- Türkecan, A., Kuzucuoğlu, C., Mouralis, D., Pastre, J-F., Atıcı, Y., Guillou, H., Fontugne, M. 2004. Upper Pleistocene volcanism and Palaeogeography in Cappadocia Turkey. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:10652, Ankara (yayımlanmamış).
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. 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.





# MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi

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



## Bitlis metamorfitlendeki Pan-Afrikan ve alt Paleozoyik istifler ile bölgedeki barit yataklanmasına ilişkin değerlendirmeler

Adil DOĞAN<sup>a\*</sup>, Metin BEYAZPIRİNÇ<sup>b</sup>, Mustafa Kemal ÖZKAN<sup>c</sup>, Nazlı Ece DERİNEL<sup>b</sup> ve Mert DEMİRKOL<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü, Konya, Türkiye

<sup>b</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, Türkiye

<sup>c</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü, Trabzon, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Bitlis Metamorfitleleri,  
Barit, Geç Kambriyen-  
Erken Ordovisiyen, Reyik  
Okyanusu, Stratigrafi.

**ÖZ**

Bu çalışma Muş ili Hasköy ilçesi Karaağaç ve Elmabulak köyleri güneyindeki Kelle Tepe civarında yüzeyleyen ve Bitlis/Pütürge metamorfik provensisi içerisinde gelişen barit oluşumları ile ilgili saha gözlemleri ve stratigrafisini konu almıştır. Torid-Anatolid Bloku'na ait Bitlis metamorfitleleri alttan üste doğru; Prekambriyen-Erken Kambriyen yaşlı Bakraç, orta Kambriyen yaşlı Kelletepe, geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Çubuklu, Geç Devoniyen yaşlı Hanelmalı, Karbonifer yaşlı Yoncabaşı, orta-geç Permiyen yaşlı Kerzevil, Triyas yaşlı Benekli, Triyas-Jura-Kretase yaşlı Bacavan ve Geç Kretase yaşlı Ekindüzü formasyonlarından oluşur. Bitlis metamorfitleleri içerisinde yer alan barit oluşumları orta Kambriyen yaşlı dolomit, dolomitik mermer ve üst seviyelerinde gözlenen yumru mermerler ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı kalkışit ve metakirintülilerin geçiş zonunda, yer yer yumru mermer içinde katmansı, yer yer filon (damar) şeklinde yerleşmiş sin-tektonik cevherleşmeler şeklinde yataklanmışlardır. Barit yataklarında cevherleşme ile eş zamanlı olmayan galenit, hematit, limonit ve malahit oluşumları da gözlenmektedir. Muş bölgesi barit yataklarının oluşumunun geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen döneminde Reyik Okyanusu'nun açılmaya başlamasıyla Gondvana'nın kuzey kenarındaki blok faylanmalara bağlı olarak sedimantasyonla eş yaşlı bazik volkanizmayla ilişkili hidrotermal çözeltilerle geliştiği değerlendirilmiştir.

Gönderim Tarihi: 14.08.2024

Kabul Tarihi: 31.10.2024

Keywords:

Bitlis Metamorphics, Barite,  
Late Cambrian-Early  
Ordovician, Rheic Ocean,  
Stratigraphy.

**ABSTRACT**

This study focuses on field observations and stratigraphy related to barite formations, which outcrop around Kelle Tepe, located south of the Karaağaç and Elmabulak villages in the Hasköy district of Muş county, and developed within the Bitlis/Pütürge metamorphic province. The Bitlis metamorphics, part of the Tauride-Anatolide Block, consist of several formations listed from bottom to top: Precambrian Hizan, Early Cambrian Bakraç, Middle Cambrian Kelletepe, Late Cambrian-Early Ordovician Çubuklu, Late Devonian Hanelmalı, Carboniferous Yoncabaşı, Middle-Late Permian Kerzevil, Triassic Benekli, Triassic-Jurassic-Cretaceous Bacavan, and Late Cretaceous Ekindüzü formations. The barite formations within the Bitlis metamorphics are situated in the transition zone between Middle Cambrian dolomites, dolomitic marbles, and nodular marbles observed at the higher stratigraphic levels, and Late Cambrian-Early Ordovician calcschists and metaclastic rocks. These barite deposits are syn-tectonic mineralizations, occurring as stratiform deposits within the dolomitic and nodular marbles, and in some places, as vein-type mineralizations. Additionally, non-synchronous mineralizations of galena, hematite, limonite, and

Received Date: 14.08.2024

Accepted Date: 31.10.2024

Atf Bilgisi: Doğan, A., Beyazpirinç, M., Özkan M.K., Derinel, E., Demirkol, M. 2024. Bitlis metamorfitlendeki Pan-Afrikan ve alt Paleozoyik istifler ile bölgedeki barit cevherleşmesine ilişkin değerlendirmeler. MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi 6, 53-67.

\*Başvurulacak yazar: Adil DOĞAN, [adil.dogan@mta.gov.tr](mailto:adil.dogan@mta.gov.tr)

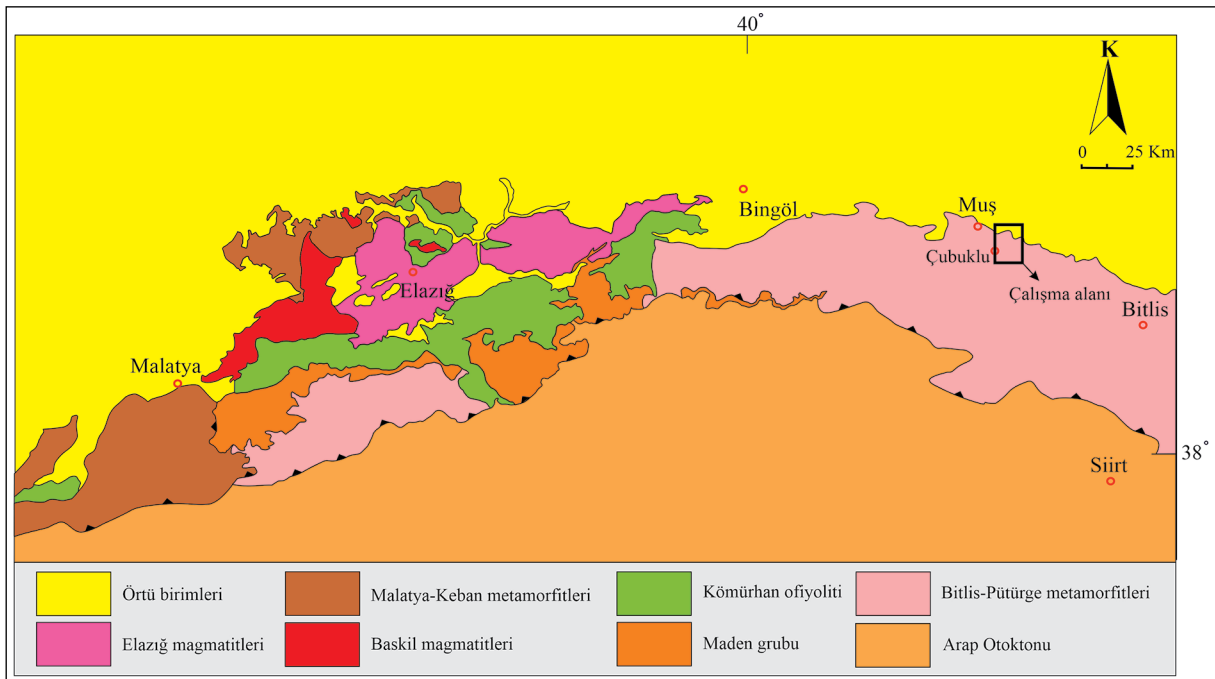
*malachite are observed in the barite deposits. The formation of the barite deposits in the Muş region is considered to be related to hydrothermal solutions associated with contemporaneous basic volcanism and sedimentation. This process occurred during the Late Cambrian-Early Ordovician period, as the Rheic Ocean began to open and block faulting affected the northern edge of Gondwana.*

## 1. Giriş

Türkiye'nin en önemli metamorfik kuşaklarından birisi olan Bitlis metamorfikleri Prekambriyen-erken Kambriyen'de Pan-Afrikan/Kadomiyenden ve Alpin orojenezlerinden etkilenmiş ve dolayısıyla farklı sıcaklık-basınç koşullarında metamorfizmaya uğramıştır. Bu orojenezlere bağlı olarak önemli maden provensleri gelişmiştir. Van'ın güneyi ile Adıyaman'ın kuzeyi arasında, D-GD Anadolu boyunca Bitlis-Zagros Süturu'nun kuzey kenarını takip ederek uzanan Bitlis Pütürge metamorfikleri inceleme alanını da içine alacak şekilde çok geniş yayılım göstermektedir. Bölgenin jeolojisinde önemli bir yer tutan Bitlis metamorfikleri madencilik açısından büyük bir potansiyele sahip olup bölgede mevcut cevherleşmelerin önemli bir bölümü (Pb, Zn, Cu, Fe, Ba, vb.) bu metamorfik zonlarda gözlenmektedir (Cengiz vd., 2007; Çelebi, 2009; Çolakoğlu vd., 2011). İnceleme alanı 1/25.000 ölçekli Muş-K47-d1 paftasında yer alan Muş ili Karaağaç ve Elmabulak köyleri güneyini kapsamaktadır (Şekil 1).

Toros Orojenik Kuşağı boyunca geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen'de barit oluşumlarına rastlanmaktadır (Gökçe ve Bozkaya, 2003; Cengiz, 1997; Ergen vd., 2021). Bu çalışmada, inceleme alanında yer alan Bitlis metamorfiklerinin stratigrafisinin yeni bilgi ve bulgular ışığında ayrıntılı çalışılması, erken Paleozoyik istiflerinin özellikle de Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı kaya birimlerinin ve dolayısıyla orta-geç Kambriyen dolomitlerinin detaylı olarak haritalanması ve bunun sonucunda bölgedeki potansiyel barit alanlarının saha gözlemleri ve stratigrafik bulgular neticesinde ortaya konması ve bunların Toros Kuşağı'ndaki oluşumlarla korelasyonu hedeflenmiştir.

Bitlis metamorfiklerinin stratigrafisine yönelik ayrıntılı çalışmalar Boray (1976), Yılmaz (1975, 1978) tarafından yapılmış olup bu çalışmalarda metamorfikler alt birlik ve üst birlik olarak iki bölümde ele alınmıştır.



Şekil 1- İnceleme alanının bulduru haritası.

Göncüoğlu ve Turhan (1983), Hizan ve Mutki dolaylarında alt grup kayaçları yerine “Hizan grubu”, üst grup kayaçları yerine ise “Mutki grubu” adlamasını kullanmıştır. Bitlis metamorfizminde Devoniyen öncesi bir metamorfik temel bulunduğunu bu temel üzerinde diskordansla yer alan şelf ortamına ait çökellerin en az Geç Triyas’a kadar uzandığını, Geç Triyas sonrası çökeltme ortamına volkanotortulların katıldığını ve tüm bu istifin içerisinde yer alan granitoidik kayaçlarla birlikte metamorfizma geçirdiğini, metamorfizmasını daha önce tamamlamış okyanusal kabuk kökenli Senoniyen yaşlı kayaçların bölgeye geç Maastrichtiyen öncesi yerleştiğini ve çalışma alanında metamorfizma üzerinde çökeltmenin geç Eosen sonrası sona erdiğini savunmuşlardır.

Şengün (1984), Bitlis metamorfizmini Tatvan-Hizan dolaylarında alt metamorfizma ve üst metamorfizma olarak ikiye ayırmıştır.

Şengün (1993)’e göre Bitlis Masifi çekirdek kayaçları amfibolit, mikroklin gnays, biyotit gnays/sist ve muskovit gnays/sist ile bunları kesen biyotit granit ve lökokratik granitik fazdan oluşmaktadır. Örtü kayaçları ise metapelitler ve bunları örten Geç Devoniyen-Mezozoyik yaşlı metakarbonatlardan oluşur. Araştırmacı, metamorfizma ve örtü-çekirdek ilişkisine bakarak Bitlis Masifi’ni Arap Levhası’nın deforme olmuş Alpin pasif kıta kenarı olarak yorumlamıştır.

Özkan ve Beyazpınar (2024)’e göre Alanya napları ve Pütürge metamorfizmaları ile denetirilebilecek Bitlis metamorfizmasının tabanında ince mermer düzeyleri içeren metakırıntılı seri ile alt kesimlerinde gelişen migmatitleşme ve onların içerisine sokulmuş ortognays, amfibolit, metariyolitten yapıları Prekambriyen yaşlı temel üzerine kuvarsit-kuvarsist ardalanmasından oluşan erken Kambriyen uyumsuzluğu gelmekte; kuvarsitler üzerine ise uyumlu dokanaklarla kahverengi dolomitler ve yumrulu kireçtaşlarından türeme mermerden yapıları orta Kambriyen, ince mermer ara katkılı metakumtaşı-fillitlerden yapıları olası geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı formasyonlar gelmektedir. Bunların üzerinde uyumsuzlukla yer alan kuvarsit, ince mermer ara katkılı içeren mikaşist, serizitist, kuvarsist ve bunları kesen metabazitlerden yapıları

olasılı Geç Devoniyen ile üzerinde dolomit, grafit-mermer, kuvarsist, kalkışist, mikaşist ve kuvarsit ardalanmasından yapıları Karbonifer-erken Permiyen yaşlı formasyonlar uyumsuz dokanak ilişkisi göstermektedir. Bu istifin üzerine yersel uyumsuzlukla gelen fosilli (Mizzia, Hemigordius, Bellerophon vb.), siyah çört yumruları ile ara seviyeleri içeren siyah mermer-dolomitten yapıları orta-geç Permiyen üzerine sarı, yeşil, pembe, alacalı renkli, şeyl ara seviyeli kalkışist, mermer, dolomitten yapıları Triyas ve mermer-dolomitten oluşan Jura-Kretase yaşlı formasyonlar uyumlu dokanaklarla gelmektedir. Bitlis metamorfizmaları, kuvarsit, kuvarsist, mikaşist, metabazitlerden yapıları matriks içerisinde metaofiyolit ve mermer-şist blokları içeren Geç Kretase yaşlı bloklu metaflaş ile sonlanmaktadır.

Bitlis metamorfizmaları içerisinde yer alan Muş bölgesi barit oluşumlarına yönelik saha çalışması yapan Yılmaz (1959), barit yataklarının magmatizma ile ilişkili hidrotermal kökenli olduğunu belirtmiştir. Baran (2010) ise cevherleşmenin Devoniyen yaşlı rekristalize kireçtaşlarının içerisinde katman/damar şeklinde yatakladığını ve deniz suyu çökeltim modeliyle uyuşmadığını hidrotermal süreçlerle ilişkili olduğunu, Aydal ve Tan (2016) ise aynı şekilde cevherleşmenin Devoniyen yaşlı mermer ve dolomitlerin içerisinde ve fay çatlaklarında mercer şeklinde yatakladığını ve baritin deniz suyu kökenli olduğunu belirtmektedir.

## 2. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanının da içinde yer aldığı Muş-Bitlis-Siirt dolaylarını kapsayan bölgede güneyden kuzeye/alttan üste doğru; Triyas-Kretase yaşlı Koçali napı ile bunları uyumsuzlukla örten Maastrichtiyen-Senozoyik yaşlı Güneydoğu Anadolu örtü birimleri, Torid-Anatolid Bloku’na ait Prekambriyen-Geç Kretase yaşlı Pütürge-Bitlis metamorfizmaları/Alanya napları, erken-orta Eosen yaşlı Maden grubu ile Muş havzasına ait Senozoyik yaşlı örtü birimleri ve genç volkanitler yüzeylenmektedir.

Arap Otoktonu içerisinde yer alan okyanusal kayalar (Koçali napı), Perinçek (1979a, b, c) tarafından Tarasa formasyonu, Konak formasyonu ve Kale formasyonu olmak üzere üç formasyona

ayırılanmıştır. Beyazpirinç vd. (2022) tarafından birimin radyolarit çamurtaşlarından oluşan kesimleri ise Çatdere formasyonu olarak haritalanmış; Karadut birimi/napı ise Koçalı napı içerisinde ele alınmış ve formasyon olarak yeniden tanımlanmıştır.

Güneydoğu Anadolu Otoktonu ile Torid-Anatolid Bloku arasında yer alan olistostromal istif (Çüngüş formasyonu), Lütesiyen-Erken Miyosen dönemine ait kuzeyden güneye ilerleyen bir ön ülke havzasında çökelmiştir (Beyazpirinç vd., 2022).

Yapısal konum olarak Toroslar'ın kuzey kökenli napları (Bodrum napı, Bolkardağı napı, Yahyalı napı, vb.) ile güney kökenli napları (Alanya napları/Bitlis metamorfitleleri) arasında yer alan erken-orta Eosen yaşlı volkano-tortul kaya birimleri ile temsil edilen maden grubunda alttan üste doğru Kasıl, Kardere, Tokluca, Kubbedağı ve Melefan formasyonları ayırılanmıştır (Beyazpirinç vd., 2022). Maden grubu inceleme alanının GD'sunda Şirvan (Siirt) dolaylarında Doğu Toroslar'daki mevcut konumundan farklı olarak Bitlis metamorfitlelerinin güneyine yerleşmiştir.

Torid-Anatolid Bloku'na ait Bitlis metamorfitleleri alttan üste doğru; Prekambriyen yaşlı Hizan, erken Kambriyen yaşlı Bakraç, orta Kambriyen yaşlı Kelletepe, geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Çubuklu, Geç Devoniyen yaşlı Hanelmalı, Karbonifer yaşlı Yoncabaşı, orta-geç Permiyen yaşlı Kerzevil, Triyas yaşlı Benekli, Triyas-Jura-Kretase yaşlı Bacavan ve Geç Kretase yaşlı Ekindüzü formasyonlarından oluşur (Şekil 2).

Bitlis metamorfitlelerinin en yaşlı kaya birimlerini oluşturan Pan-Afrikan temel, geç Neo-proterozoyik yaşlı üst seviyelerinde metakarbonat düzeyleri içeren metakırıntılı seri ve onun içerisine sokulmuş asidik, bazik magmatiklerden yapıları Hizan formasyonu ile temsil edilmektedir. Alt kesimlerinde kısmen migmatitleşmenin gözleendiği Pan-Afrikan temel, amfibolit ve üzeri fasiyeste metamorfizma geçirmiştir (Şekil 3).

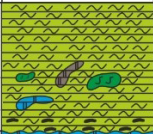



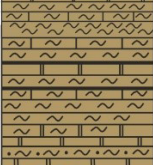
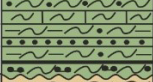
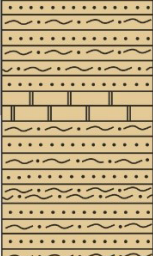



Metakırıntılı seri içerisine sokulum yapan en yaygın kayaç türü asidik bileşimli ortognayslardır. Bunlar birbiri içerisine sokulum yapan pluton, stok ve damar şeklindedir. Ortognayslar; gözlü gnays, lökokratik ortognays ve amfibol ortognays

olarak üç grup altında toplanmıştır. Bazik bileşimli magmatikleri temsil eden metagabro/amfibolitler ise tüm metakırıntılı seriyi ve asidik bileşimli ortognaysları kesmektedir (Şekil 4). Ayrıca istifi yer yer damar şeklinde kesen aplit ve pegmatitler yer almaktadır.

Hizan formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla kuvarsit, dolomit, yumrulu dolomit, kalkışit, fillitlerden oluşan erken Paleozoyik istifi gelmekte, tüm bunlar Geç Devoniyen taban kuvarsitleri tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Grafit ara katkıları içeren mermer-şist-kalkışit ardalanmasından yapıları Kabonifer-erken Permiyen ve yer yer fosilli (Mizzia, Hemigordius, Bellerophon, vb.) mermer-dolomitik mermerden yapıları orta-geç Permiyen istifleri yersel uyumsuzluklarla gelmekte; üzerine uyumlu olarak alacalı görünümlü kıltaşı-çamurtaşı-silttaşı-kalkışit, çörtlü, yer yer fosilli mermerden yapıları Triyas, yer yer çörtlü mermer-dolomitik mermerden yapıları Triyas-Kretase gelmekte; istif, Geç Kretase yaşlı bloklu metaflaş ile sonlanmaktadır.

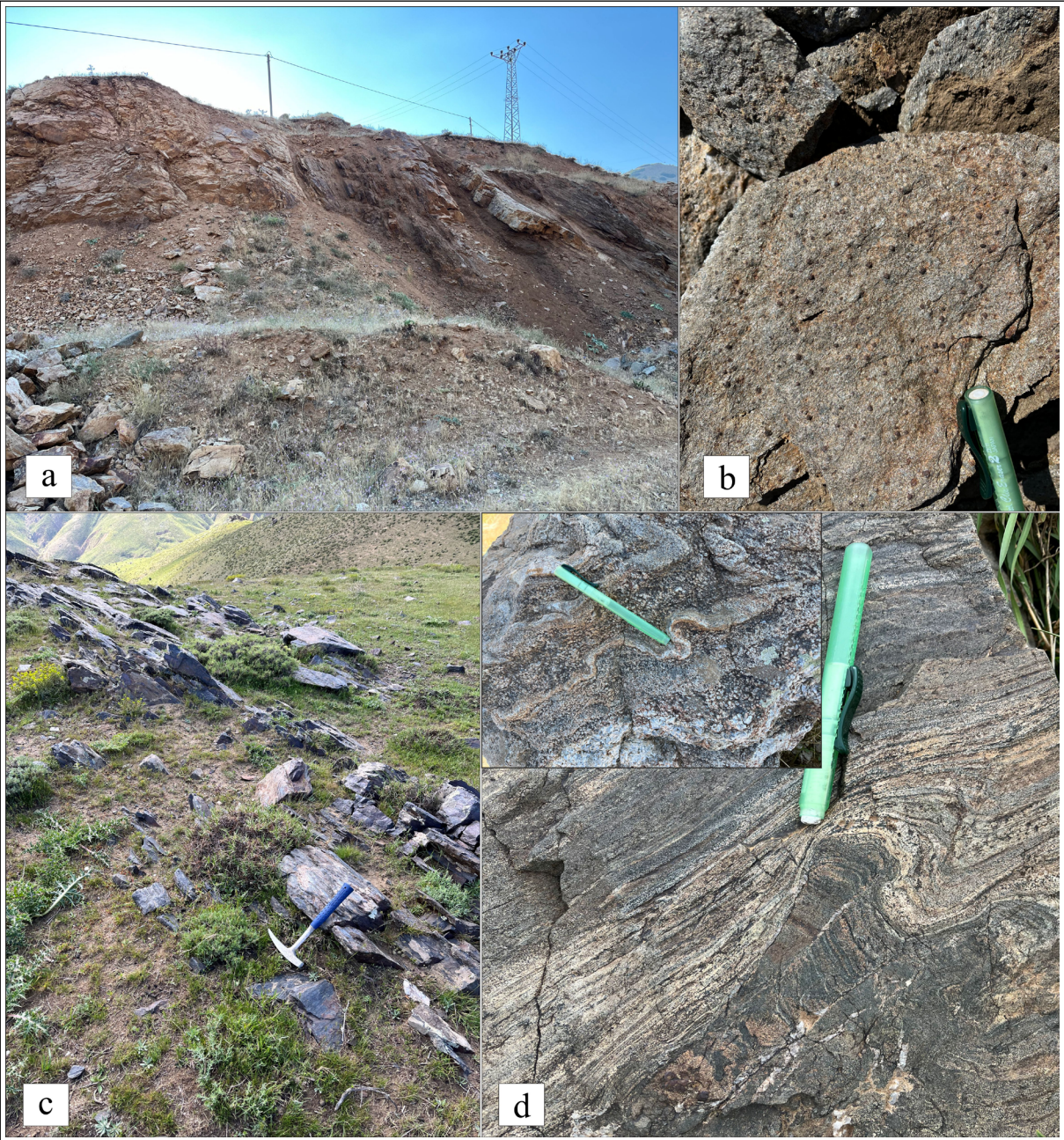
Bitlis metamorfitleleri içerisinde stratigrafik olarak ilk kez bu çalışma kapsamında tanımlanan Pan-Afrikan temeli uyumsuz olarak örten Alt Paleozoyik istifi haritalanmıştır (Şekil 5). Alt kesimlerinde kısmi migmatitleşmenin gözleendiği metakırıntılı seri ve bunu kesen asidik ve bazik magmatiklerden yapıları Pan-Afrikan temel kayaları üzerine erken Kambriyen yaşlı kuvarsit ve kuvarsistlerden oluşan Bakraç formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Bakraç formasyonu üzerine uyumlu olarak orta Kambriyen yaşlı yer yer ankeritleşmiş dolomit, dolomitik mermerler ile üst seviyelerinde yer alan yumrulu mermerlerden oluşan Kelletepe formasyonu yer almaktadır. Bunun üzerine ise geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı türbiditik istif özellikleri gösteren alt kesimleri metabazit ara katkıları, kalkışitlerin gözleendiği fillit, metasilttaşı, metakumtaşı, klorit-serisit, klorit albitist gibi metakırıntılılarla temsil edilen Çubuklu formasyonu uyumlu gelmektedir (Şekil 6). Çubuklu formasyonu içerisindeki metasilttaşlarında yer yer iz fosiller ile çapraz laminasyonlar ve ripilmarklar sık gözlenen sedimanter yapılarıdır. Kelletepe formasyonu ile Çubuklu formasyonu geçişinde barit oluşumları dikkat çekmektedir.



Yaş	Formasyon	Üye	Simge	Kalınlık (m)	Kaya Türü	Kaya Türü Özellikleri
Üst Kretase	Ekindüzü		Ke	150		Metabazit, şist ve kalkerli yapıya sahip hamur ve içerisindeki şist, mermer ve ofiyolit bloklarından oluşan bloklu metaflaş
						<i>Uyumsuzluk</i>
Triyas-Jura-Kretase	Bacavan		TrJKb	450		Yer yer çört yumru ve sıvama dolomit, mermer
Triyas	Benekli		Trb	350		Alt kesimleri alacalı renkli çamurtaşı, kiltası, silttaşı, üstte doğru yer yer çörtlü mermer ara seviyeleri içeren krem, sarımsı renkli kalkerli, şist, dolomit ve mermer ile tabanda cepler şeklinde yer alan boksit
orta-üst Permiyen	Kerzevil		Pk	500		Mermer; gri, koyu gri renkli, orta-kalın, düzenli tabakalı, yer yer plaketsi görümlü ve bitümlü şist/grafitli, siyah renkli çört yumru ve ara seviyeli, fosilli (Mizzia, Bellerophon, Hemigordius) dolomit, dolomitik mermer
						<i>Yersel uyumsuzluk</i>
Karbonifer- ?alt Permiyen	Yoncabaşı		CPy	450		Yer yer bitümlü şist/grafit ara seviyeleri ile mermer ve kuvarsit mercekleri içeren kuvarsit, kalkerli, şist, kuvarşist, dolomit, mermer aralanması
						<i>Yersel uyumsuzluk</i>
Üst Devoniyen	Hanelmalı		Dh	400		Genel olarak yeşilimsi boz renkli, üst seviyelerinde ince mermer, kalkerli ara katları içeren ve yer yer metabazitlerce kesilmiş olan şist, kuvarsit, kuvarşist
						<i>Uyumsuzluk</i>
üst Cambriyen- Alt Ordovisiyen	Çubuklu		EOç	900		Yeşil, haki, yer yer grimsi renkli, alt seviyeleri metabazit, kalkerli/mermer ara katlı metasilttaşı, fillit, ripilli ve yer yer iz fosilli metakumtaşı, kuvarşist
orta Cambriyen	Kelletepe		Ek	120		Katmanlı ve damar şeklinde barit cevherleşmesi içeren sarı, beyaz, gri renkli yumru mermer, kalkerli
						<i>Uyumsuzluk</i>
alt Cambriyen	Bakraç		Eb	<180		Beyaz, krem, mor, yeşilimsi renkli, orta-kalın tabakalı kuvarsit, kuvarşist
						<i>Uyumsuzluk</i>
Prekambriyen (Geç Neo-proterozoyik)	Hizan	Amfibolit	PEha			Metakırıntılı seriyi ve ortognaysları kesen metagabro/amfibolit
		Keklikdüzü	PEhk			Metakırıntılı seriyi kesen asidik magmatizma kökenli ortognays (lökokratik ortognays)
		Yolalan	PEhy			Metakırıntılı seriyi kesen asidik magmatizma kökenli ortognays (amfibol ortognays)
		Yolcular	PEhyo			Metakırıntılı seriyi kesen asidik magmatizma kökenli ortognays (gözlü gnays)
		İlceak Yayalar	PEhya	110		Beyaz, sarımsı, boz renkli metakırıntılı serinin üst kesimlerinde aynı foliasyona sahip asidik metavolkanitler (metadasit, metariyolit, metariyodasit)
		İlceak	PEhi			Ayrılmamış kuvarsit, mermer, mikaşist, gnays, amfibolit
		Karataş	PEhka	50		Metakırıntılı serinin alt kesimlerinde yer alan kısmi migmatitleşmeler

Şekil 2- Bitlis metamorfitlelerinin geliştirilmiş dikme kesiti (Özkan ve Beyazpirinç, 2024'ten değiştirilerek).



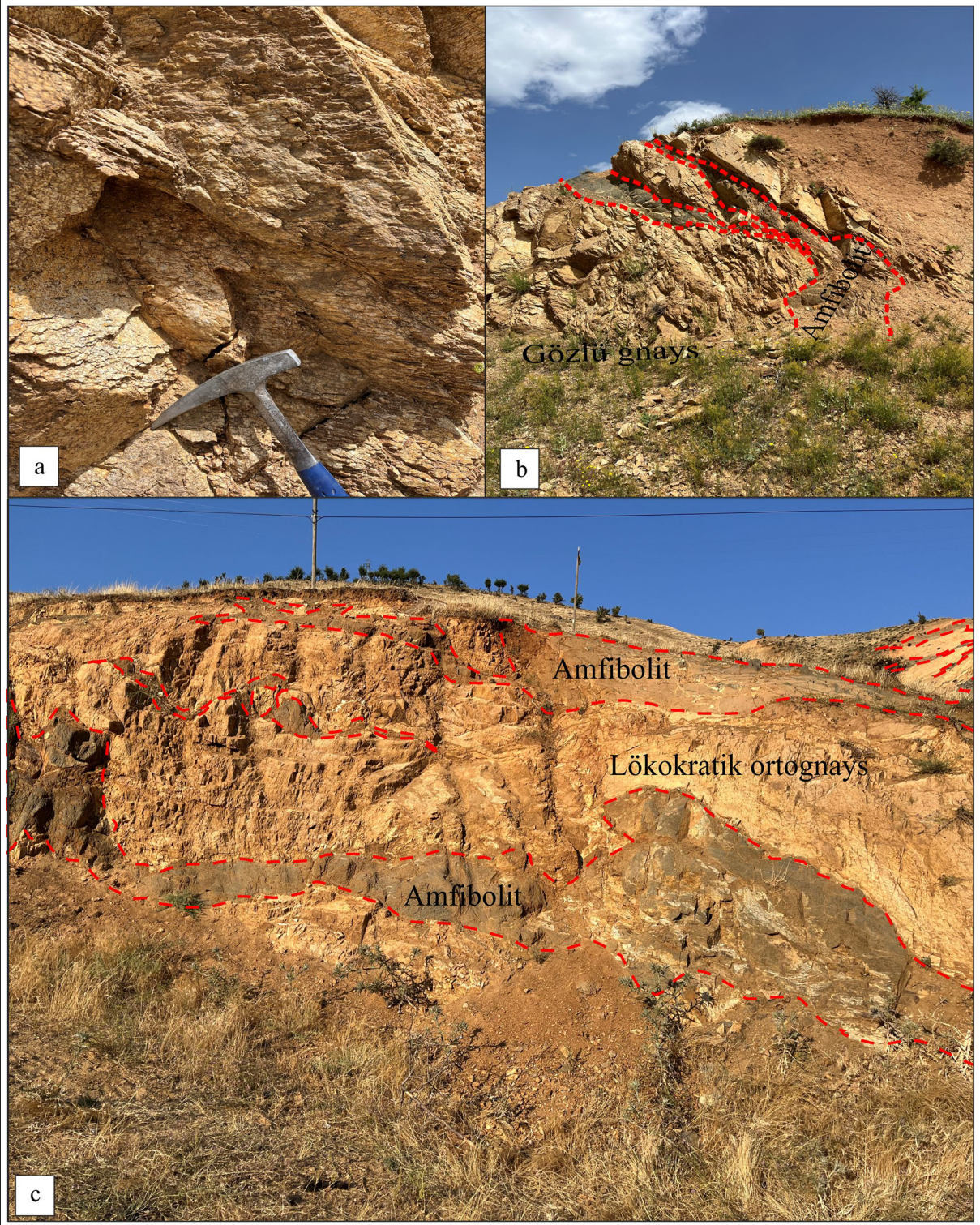


Şekil 3- Bitlis metamorfitlelerinin en yaşlı kayaçları ile temsil edilen Pan-Afrikan temele ait a) metakırıntılı istif, b) metakırıntılı istifte gözlenen granatlı mikaşist, c) metakırıntılı serinin üst düzeylerinde yer alan siyah renkli kuvarsitler, d) metakırıntılı serinin alt kesimlerinde kısmi migmatitleşme, nebülitik migmatit (küçük resim).

Yaklaşık D-B uzanan Muş Ovası tarafından sınırlanan Muş Havzası'na ait çökellerle temele ait birimler arasında dokanak ilişkisi gözlenememiştir. Muş Havzası tabanda karasal kırıntılılarla başlayıp üste doğru türbüditik fasiyeslere geçiş yapan geç Eosen-Oligosen yaşlı Ahlat ile üzerine uyumlu dokanakla

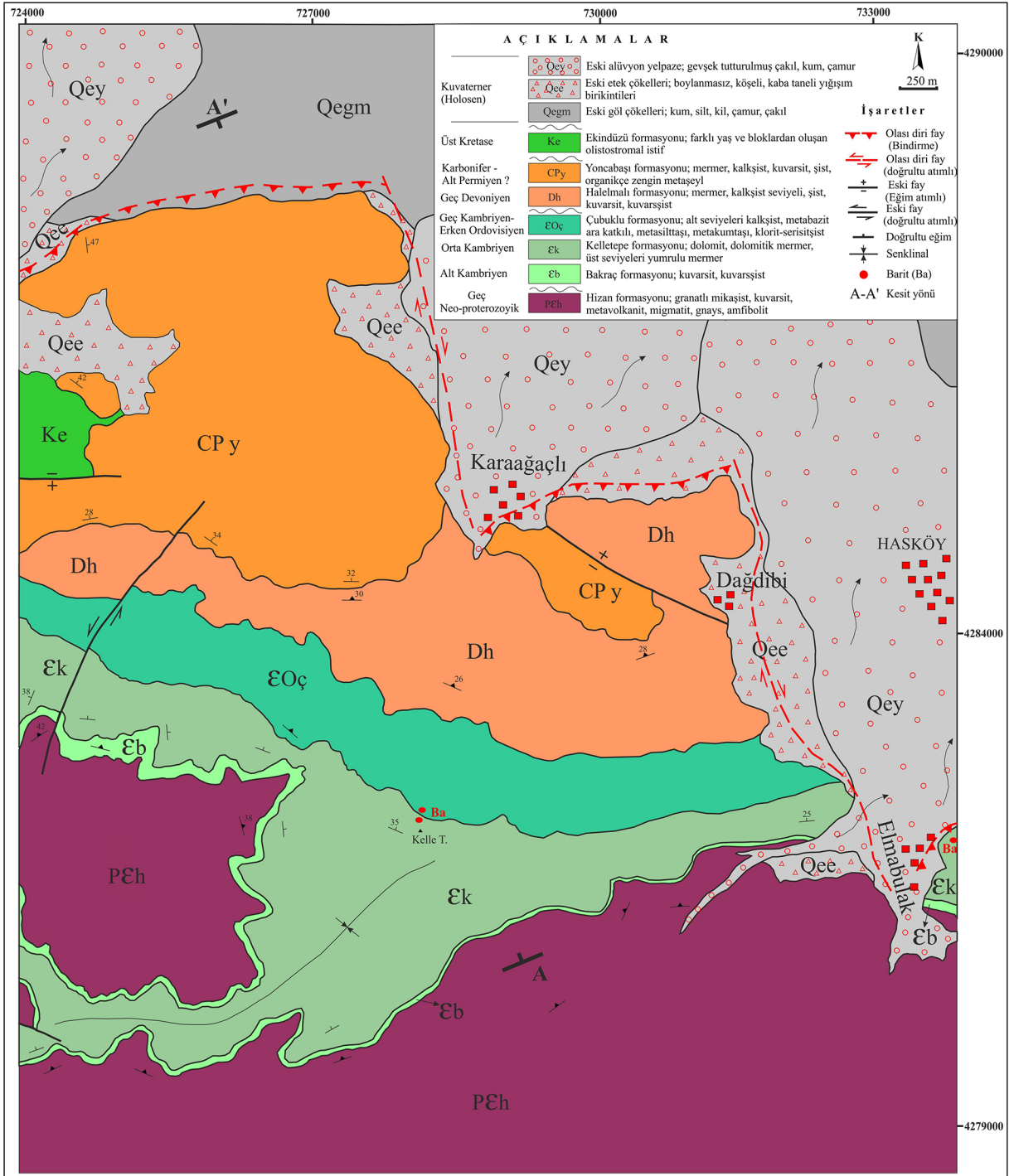
gelen kırıntılı-pelitlik-karbonatlardan yapıları Erken Miyosen yaşlı Adilcevaz formasyonlarından oluşur. Bölgenin Orta Miyosen'den itibaren yükselmeye başlaması ile birlikte karasal ortam koşulları ve volkanizma egemen olmaya başlamıştır (Türkecan, 1991; Özkan ve Beyazpırınç, 2024).



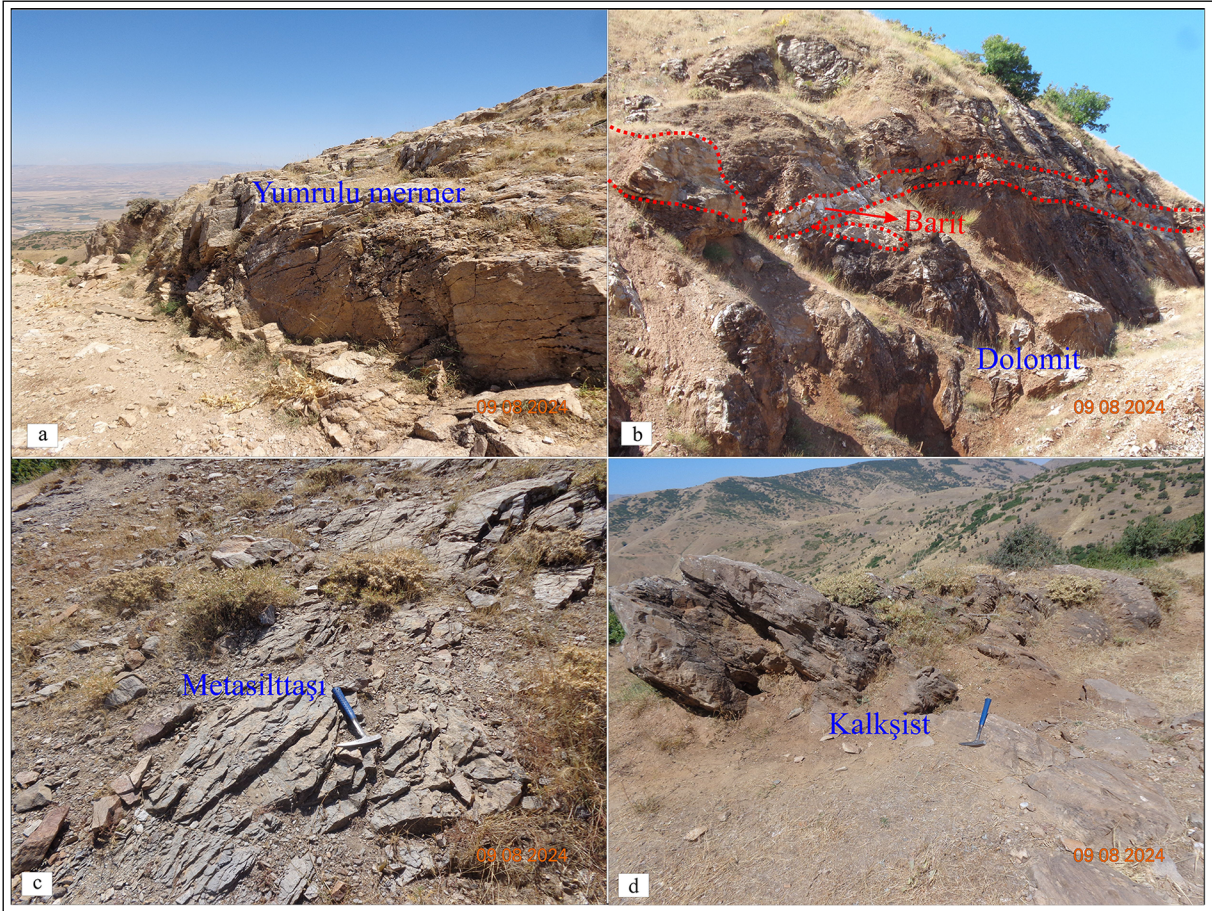


Şekil 4- Pan-Afrikan temel kayalarındaki metakırıntılı istif keseni a) gözlü gnays, b) gözlü gnaysı keseni amfibolit, c) lökokratik ortognaysları keseni amfibolitler.





Şekil 5- İnceleme alanının jeoloji haritası (1/25.000 ölçekli).



Şekil 6- Kelletepe formasyonunun a) üst seviyeleri olan yumrulu mermerleri, b) dolomit ve içerisindeki katmansı ve damar baritleşmesi, c) Çubuklu formasyonu metasilttaşı, d) alt seviyelerinde yer alan kalksistler.

### 3. Barit Cevherleşmesinin Gelişimi

Bitlis metamorfitlelerinin temel kaya birimleri içerisinde gelişen ve Muş ilinin Hasköy, Azıklı, Elmabulak, Kasor, Kızılağaç, Kayalısu bölgelerinde yer alan barit cevherleşmelerinin bir bölümü işletilmiştir (Yılmaz, 1959; Baran, 2010; Aydal ve Tan, 2016). Bu çalışmada Muş ili Elmabulak ve Karaağaç köylerinin güneyindeki barit cevherleşmelerinin jeolojik gelişim süreci üzerine saha gözlemleri ile stratigrafik çalışma yapılmıştır.

Yılmaz (1959), bölgedeki barit yataklarının jenezi ve rezervine yönelik yaptığı çalışmada barit yataklarının oluşumunu mezo-epi hidrotermal olarak değerlendirmiş ve barit mineralizasyonunun Kızılağaç granodiyoritporfir batoliti ile ilişkili hidrotermal kökenli olduğunu, cevherleşmenin ise metamorfik şistler/kuvarsit breşi ile sipolin (şisti mermer) ve gri

mermerler arasında filon şeklinde yatakladığını belirtmiştir.

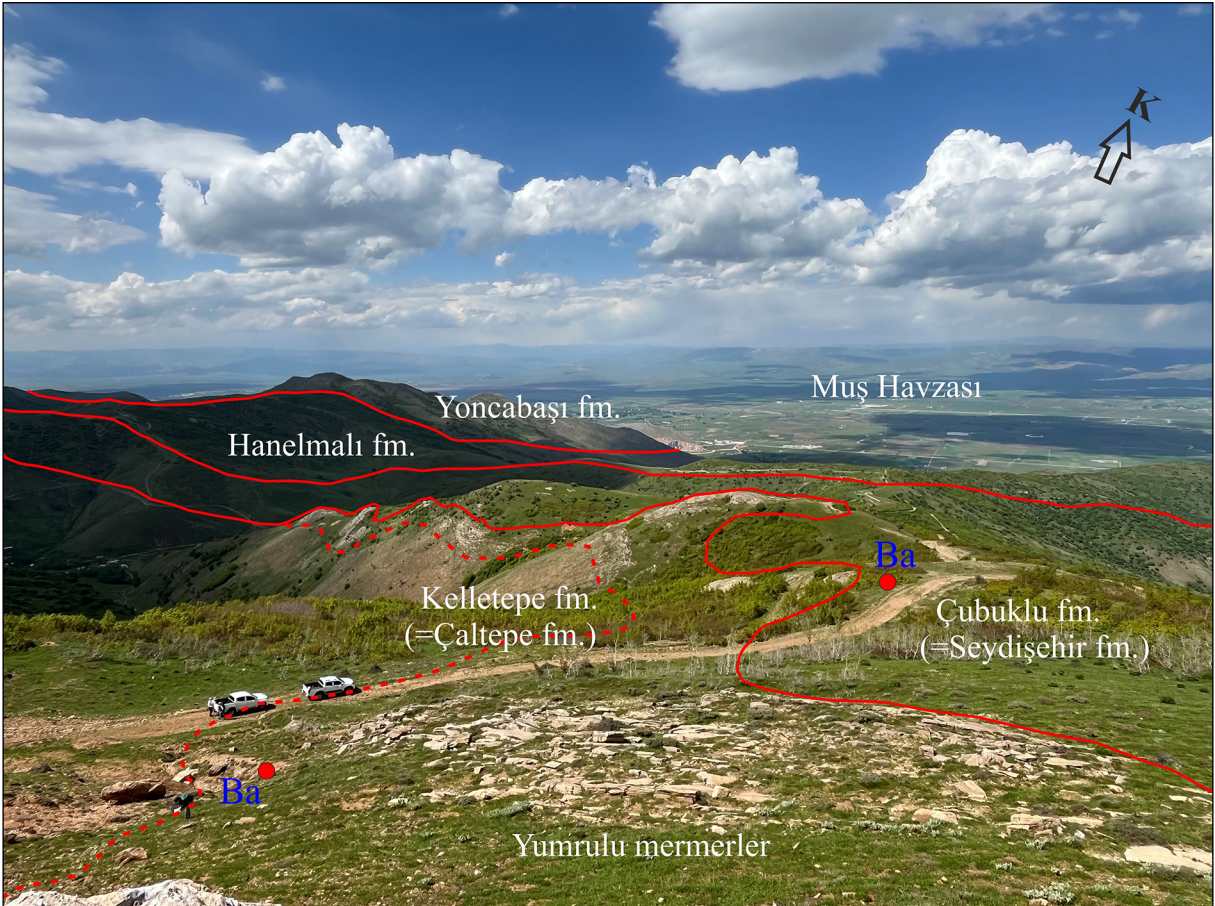
Baran (2010), barit cevherleşmesinin Bitlis Masifi içerisindeki Mutki grubuna ait Orta-Geç Devonyen yaşlı Meydan formasyonun mermer içerisinde yer aldığı ve cevherleşmenin sadece baritten oluşmadığını mineral parajenezinin barit, galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, kalkosin, kovellin, malakit, azurit, hematit, limonit ve kuvarstan oluştuğunu ancak cevherleşmede barit ile hematit ve galenin eş zamanlı oluşmadığını hematitleşmenin ve galenin barit damarlarını kestğini ve kırık-çatlaklara yerleştiğini belirtmektedir. Aynı çalışmacı barit ve yan kayalarda yaptığı izotop analizlerinde oluşum ortamındaki deniz suyunun çözünmüş sülfatların Sr değerlerinin ortalamasının yan kayaç ve baritler için farklı olduğunu ve cevherleşmenin direkt deniz suyundan çökelim modeli ile oluşmadığını yorumlamaktadır. Bu durum



cevherleşmenin hidrotermal kökenli olabileceğini düşündürmektedir.

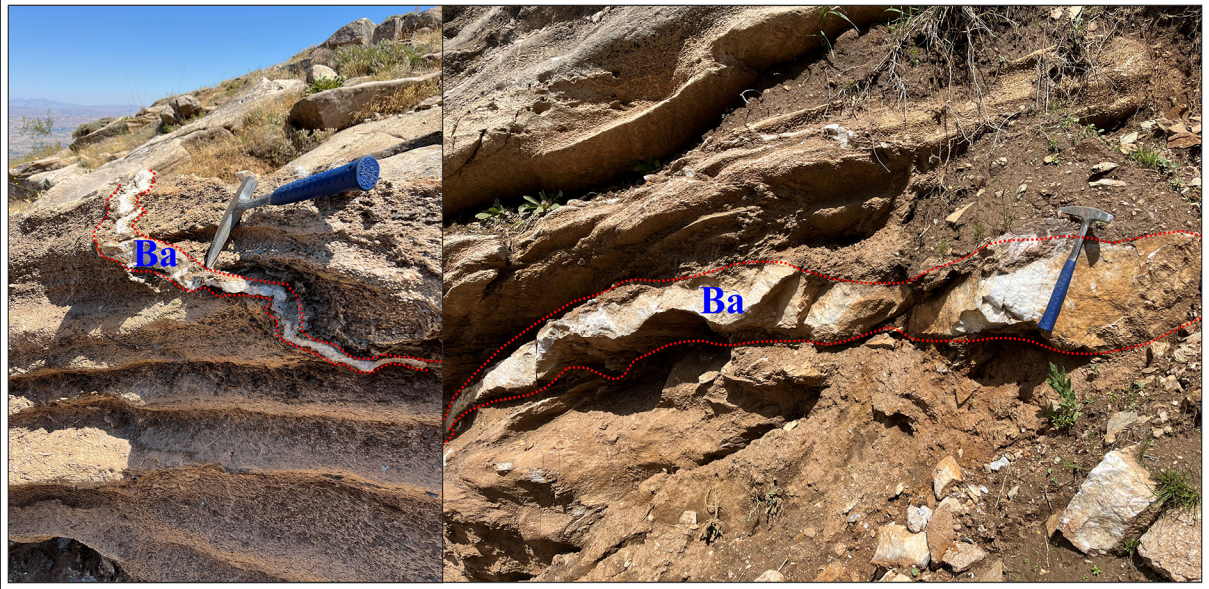
Muş bölgesi barit cevherleşmeleri orta Kambriyen yaşlı Kelletepe formasyonu (=Çaltepe formasyonu) ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Çubuklu formasyonu (=Seydişehir formasyonu) geçişinde yer almaktadır (Şekil 7). Bitlis metamorfileri içerisinde yer alan barit oluşumları orta Kambriyen yaşlı dolomit, dolomitik mermerler ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı yumrulu mermer ile fillitlerin geçiş zonunda, yumrulu mermer içerisinde katmansı ve damar şeklinde sin-tektomatik cevherleşmeler şeklinde yataklanmışlardır (Şekil 8). Kelle Tepe kuzey yamacında Çubuklu formasyonunun alt seviyelerindeki metakırıntılılar ve kalkıştı düzeylerinde aynı şekilde barit oluşumları söz konusudur. Sahada yapılan makroskobik gözlemlerde barit dışında galen, hematit ve limonitleşmeler de tespit edilmiştir (Şekil 9).

Toros kuşağında aynı jeolojik istifleri oluşturan kaya birimleri içerisinde benzer oluşuma sahip Gazipaşa (Antalya), Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç/Isparta) ve Hüyük (Konya) barit cevherleşmeleri söz konusudur. Gazipaşa çevresinde Gökçe ve Bozkaya (2003), Şarkikaraağaç/Hüyük civarında ise Cengiz ve Kuşçu (1993), Cengiz (1997) barit cevherleşmelerine yönelik yaptıkları çalışmalarda her iki bölgedeki barit yataklarının da hidrotermal kökenli damar şeklinde, katmanlı ve merceksi barit cevherleşmeleri şeklinde gelişmiş birincil yataklar olduğunu değerlendirmişlerdir. Aynı çalışmacılar barit yataklarında gözlenen galenitin barit oluşumu ile eş zamanlı olmadıklarını, galenitin barit cevherleşmesinden sonraki süreçlerle çatlaklara yerleştiğini belirtmektedirler. Muş bölgesindeki barit cevherleşmesi ile gözlenen galenit, hematitleşme, limonitleşme, malahit gibi oluşumlar da yataklanma sonrasındaki magmatik/hidrotermal süreçlerle ilişkili olmalıdır (Şekil 9b,d).

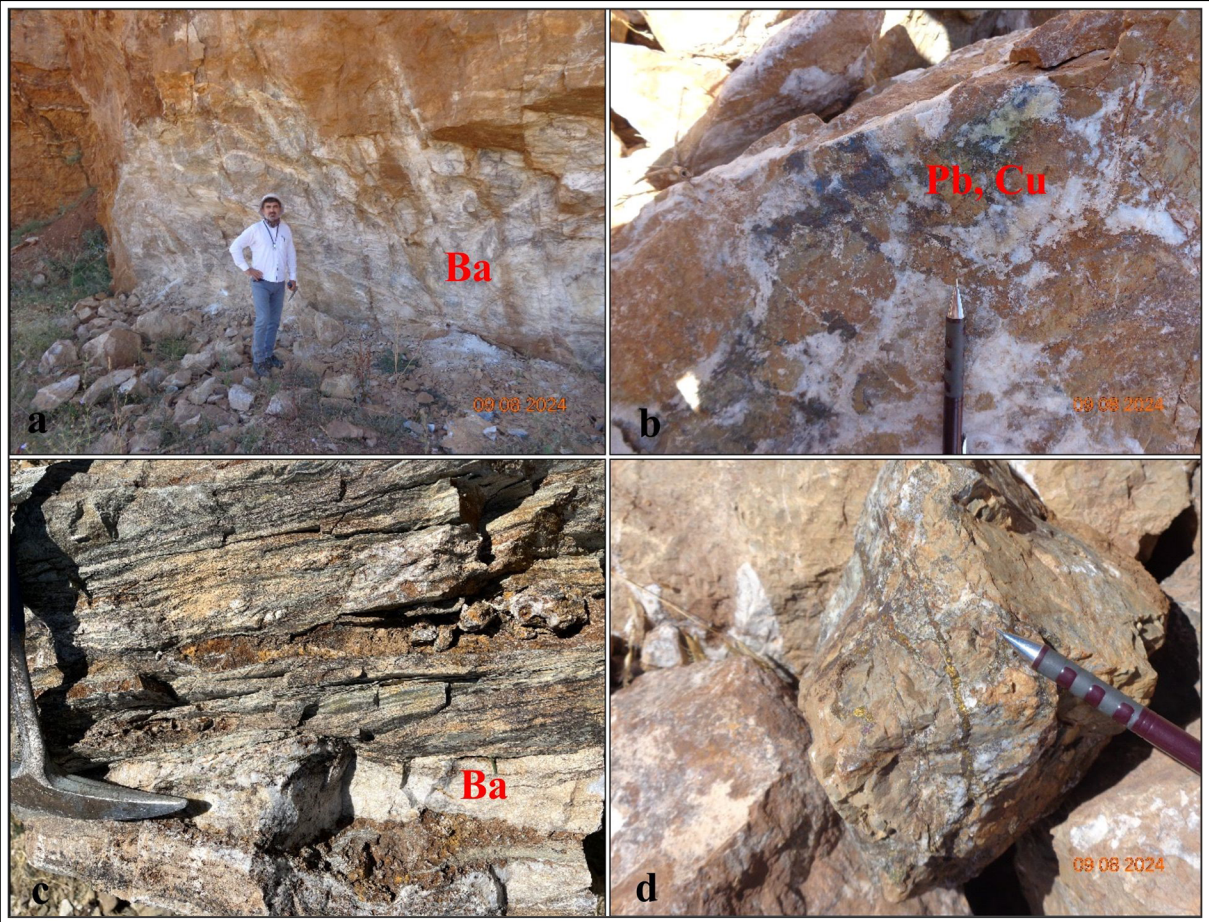


Şekil 7- Barit cevherleşmesinin gözlemlendiği bölgede yüzlek veren birimler, (Ba: Barit) (Kelle Tepe'den Muş Havzası'na bakış).





Şekil 8- Kelletepe formasyonunun üst seviyeleri olan yumrulu mermerler içerisindeki a) damar, b) katmanlı barit oluşumları (Kelle Tepe kuzey yamacı), (Ba: barit).



Şekil 9- Kelletepe formasyonu içerisindeki a) damar ve katmanlı barit oluşumları, b) cevherleşmeden sonra gelişen bakır ve kurşun, c) Çubuklu formasyonu içerisindeki barit damarı, d) barit cevherleşmesini kesen bakır bileşimli damar (Ba: Barit; Cu: Bakır; Pb: Kurşun).



İlk kez bu çalışma kapsamında bölge jeolojisi içerisinde barit cevherleşme şekli, sedimantolojik özellikleri ve paleocoğrafik dönem ile jeodinamik gelişimleri dikkate alınarak Bitlis Metamorfite'lerinin erken Paleozoyik kaya birimleri içerisindeki barit oluşumuna yönelik yapılan saha gözlemleri neticesinde farklı bir görüş ile yaklaşılmaya çalışılmıştır. Bölge barit yataklarının oluşumları orta Kambriyen yaşlı Kelletepe formasyonu (=Çaltepe formasyonu) ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Çubuklu formasyonu (=Seydişehir formasyonu) geçişinde yumrulu mermer ve kalkışit seviyeleri içerisinde gözlenmektedir (Şekil 10).

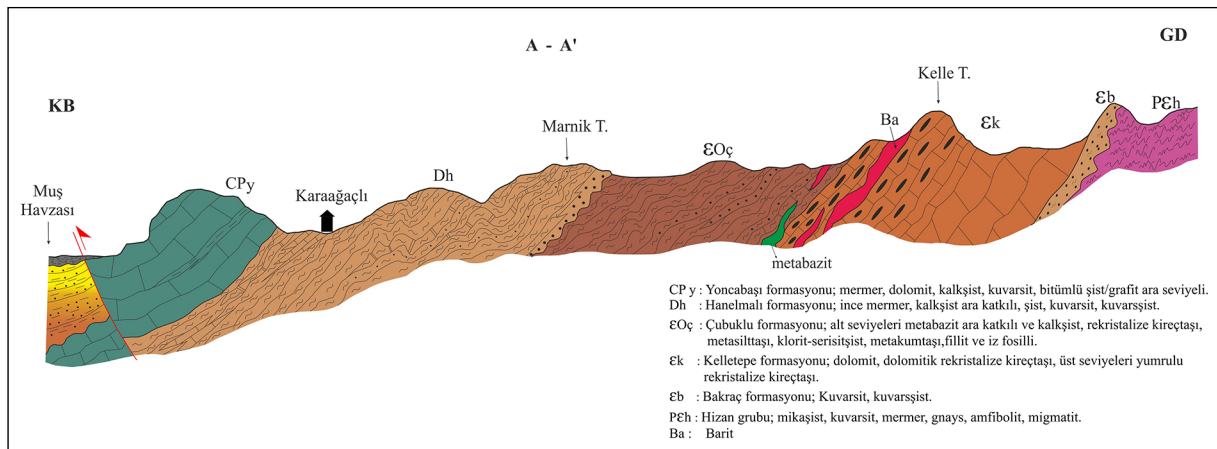
Gerek Alanya Masifi'ndeki Gazipaşa bölgesinde gerekse Sultandağları Şarkikaraağaç-Hüyük bölgesindeki barit cevherleşmeleri de aynı şekilde orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (=Karagedik formasyonu) ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (=Payallar formasyonu) geçişinde ve Seydişehir formasyonunun alt seviyelerinde yer almaktadır (Ergen vd., 2020; Ergen vd., 2021).

Bölge jeolojisi verileri ışığında, barit cevherleşmesinin olduğu dönemdeki paleocoğrafyaya bakıldığında Kadomiyen/Pan Afrikan orojenezi sonrası Kambriyen-Ordovisiyen geçişinde (485 My) Gondvana'nın kuzey kenarında Gondvana ile Avalonya kıtaları arasında Reyik Okyanusu açılmaya başlamıştır (Linneman vd., 2008) (Şekil 11). Reyik Okyanusu'nun açılmaya başlamasıyla Gondvana'nın

kuzey kenarı boyunca blok faylanmalarla ortam derinleşmeye başlamış ve karadan taşınan silisiklastik malzemeler Seydişehir formasyonunun (=Çubuklu formasyonu) derin türbidit çökellerini oluşturmuştur. Bu çökelimle eş zamanlı muhtemelen blok faylanmalarla ilişkili volkanizma gelişmiştir (Şekil 12). Bu volkanizma faaliyetleri Bitlis metamorfite'lerinin ve Alanya masifinin de içerisinde yer aldığı Toros Orojenik Kuşağı'nın Sultan Dağları güneyinde açıkça gözlenmektedir (Eren, 1991; Özgül vd., 1991; Ergen vd., 2021). Sin-tektonik barit cevherleşmesinin oluşumunun tam da bu dönemde gerçekleşmiş olması tesadüf değildir. Dolayısıyla tüm Toros Kuşağı'nda ve Muş bölgesinde ki barit yataklarının geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen döneminde Reyik Okyanusu'nun açılmaya başlamasıyla Gondvana Kıtası'nın kuzey kenarında meydana gelen blok faylanmalarla ve sedimantasyon ile eş yaşlı bir volkanizmaya bağlı hidrotermal çözeltilerle ilişkili olmalıdır (Linneman vd., 2008; Ergen vd., 2021).

#### 4. Tartışma ve Sonuçlar

Çalışma alanının güneyinde yer alan ve Pan-Afrikan temelin metakirintili serisini kesen Mutki civarındaki metagranit ve dayklardan  $545.5 \pm 6.1$  My ve  $531.4 \pm 3.6$  My zirkon yaşları elde edilmiş bu yaşlar söz konusu magmatiklerin sokulum yaşı olarak değerlendirilmiştir (Ustaömer, vd., 2009). Aynı çalışmacıların yaptıkları jeokimya ve Nd izotopik analiz sonuçlarına göre bu magmatiklerin



Şekil 10- Kelle Tepe civarında gözlenen barit cevherleşmesinin katmansız yapısını ve ilişkili olduğunu jeolojik birimleri gösterir enine kesit (ölçeksiz).



içerisine sokulmuş asidik ve bazik magmatikler oluşturmaktadır. Sokulum yapan magmatiklerden en yaygın kayaç türü asidik bileşimli ortognayslardır. Ortognaysların tümü granitik kökenli olup metakırıntılı seriyle olan dokanakları intruzif ilişkilidir. Ortognayslar birbiri içine sokulum yapan pluton, stok ve damar şeklindedir. Bazik karakterli magmatizma ürünü olan metagabrolar/amfibolitler tüm seriyi kesmektedir. Bu sokulumlar Pan-Afrikan/Kadomiyen orojenezi ile ilişkilidir. Metakırıntılı serinin alt kesimleri kısmi migmatitleşmeye kadar devam eden yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması göstermektedir. Öte yandan Bitlis metamorfitlelerinde mavişist metamorfizması (Oberhanslı vd., 2010) ve eklojit metamorfizmalarının (Türkünal, 1980; Okay vd., 1985; Oberhanslı vd., 2014) varlığı bildirilmektedir. Araştırmacılar tarafından bu yüksek basınç ve düşük sıcaklık metamorfizmalarının yaşı Geç Kretase olarak yorumlanmıştır. Bölgede tanımlanan mavişist ve eklojit metamorfizması, kuzeye dalımlı bir okyanusun yitimi ile ilişkili olmalıdır (Oberhanslı vd., 2014).

Metamorfitlelerin Paleozoyik örtüsünün uyumsuz dokanakla erken Kambriyen yaşlı kuvarsit-kuvarşistlerden yapıllı istif başladığı ve bunun üzerine ise uyumlu olarak orta Kambriyen yaşlı dolomit-dolomitik mermer ve üst seviyelerine doğru yumrulu mermerlere geçen istif gelmektedir. Orta Kambriyen yaşlı istif üzerine uyumlu olarak alt seviyeleri metabazit katkılı, kalkşist, üst seviyeleri ise fillit, metasilttaşı, metakumtaşı, klorit-serisitşist ve klorit albitişistlerden yapıllı geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı istif gelmektedir.

Muş bölgesindeki barit yataklarının Bitlis metamorfitlelerine ait erken Paleozoyik yaşlı temel kaya birimleri içerisinde yer alan orta Kambriyen yaşlı Kelletepe formasyonunun (=Çaltepe formasyonu) üst kesimleri ile geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Çubuklu formasyonunun (=Seydişehir formasyonu) alt kesimlerinde katman/damar şeklinde sin-tektonik olarak yer aldığı gözlenmiştir. Bölgedeki barit cevherleşmelerinin Toros Kuşağı içerisinde yer alan Sultandağları'nda Ergen vd. (2021) anlatılmış olan modele uyumlu olarak geç Kambriyen-Erken

Ordovisiyen (485 My) döneminde Gondvana Kıtası ile Avalonya Kıtası arasında açılmaya başlayan Reyik Okyanusu ile ilişkili Gondvana'nın kuzey kenarında gelişen blok faylanma, sedimantasyon ile eş yaşlı bazik volkanizmaya bağlı hidrotermal çözeltilerle ilişkili olabileceği değerlendirilmiştir.

### Katkı Belirtme

Bu çalışma MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı tarafından yürütülen 'Bitlis Masifi ve Örtü Birimlerinin Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi' projesi kapsamında yapılmıştır.

### Değinilen Belgeler

- Aydal, D., Tan, S. 2016. Muş-Kayalısı (Lasikan) barit yatakları; uzaktan algılama (UA) coğrafi bilgi sistemleri (CBS) ve proton manyetometrenin barit yataklarının yerlerini belirlemedeki önemi. 69. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.
- Baran, H.A. 2010. Hasköy-Kızılağaç (Muş) barit yataklarının kökeni, Doktora Tezi, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 178 s. Denizli.
- Beyazpırınç, M., Özkan, M.K., Çoban, M., Usta, D., Sönmez, M.K., Yusufoglu, H., Balcı, V., Ergen, A., Böke, N., Tuncay, T., Alan, İ., Bakırhan, B., Arman, S., Demirbağ, H., Esirtgen, T., Ilgar, A., Bozkurt, A., Özcan, N.E., Ateş, T., Demirkol, M., Metin, Y. 2022. Elazığ-Malatya-Bingöl arasında kalan bölgenin jeolojisi ve jeodinamik gelişimi. MTA Bilimsel Etkinlikler Haftası Bildiri Özleri Kitabı, Sayfa 40, Ankara.
- Boray, A. 1976. Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 18/1, 81-84.
- Cengiz, O. 1997. Şarkikaraağaç (Isparta) ve Hüyük-Doğanhisar (Konya) Arasındaki Barit Yatakları ve Oluşumu, Doktora tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 246 s.
- Cengiz, O., Kuşçu, M. 1993. Çarıkaraaylar (Şarkikaraağaç-Isparta) kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları, Türkiye Jeoloji Bülteni 36, 63-74.
- Cengiz, O., Uysal, T., Hanilçı, N. 2007. Isotope (S and Sr) Geochemistry and Fluid Inclusion Characteristics of Barite Deposits in Bitlis Massif, Eastern Turkey. The 6th International Symposium on Mediterranean Geology, Abstracts Volume, p.83. April, 2-5, 2007 Amman-Jordan.
- Çelebi, H. 2009. Türkiye apatitli manyetit yatakları: Jeolojisi, jeokimyası ve ekonomik potansiyeli. İstanbul Üniversitesi. Yer Bilimleri Dergisi 22/1, 67-83.



- Çolakoğlu, A.R., Hanilçı, N., Günay, K. 2011. Cenozoic collisional tectonics and origin of Pb-Zn-F mineralization in the Bitlis Massif, SE Turkey, *International Geology Review* 53, 14, 1593–1621.
- Eren, Y. 1991. Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultandağları Masifi'nin stratigrafisi, Ahmet ACAR Jeoloji sempozyumu, Bildiriler kitabı 83-92.
- Ergen, A., Bozkurt, A., Tuncay, E., Esirtgen, T. 2020. Alanya Masifi'nin tektono-stratigrafisi ve bölgedeki barit yataklarının jeodinamik gelişimdeki yeri, *Maden Tetkik ve Arama Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni* 29, 115-124.
- 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).
- Gökçe, A., Bozkaya, G. 2003. Karalar (Gazipaşa-Antalya) Barit-Galenit Yataklarının Jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 46-1, 2-15.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N. 1983. Bitlis metamorfitlelerinde yeni yaş bulguları. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 95/96, 41-48.
- Linneman, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. 2008. Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21-43.
- Oberhanslı, R., Candan, O., Bousquet, R., Rimmel, G., Okay, A., Goff, J. 2010. Alpine HP evolution of the eastern Bitlis complex, SE Turkey. In M. Sossou, N. Kaymakci, R. Stephenson, V. Strarostenko, ve F. Bergerat (Eds.), *Sedimentary basins, tectonics from Black Sea and Caucasus to the Arabian platform*. Geological Society London, Special Publications 340, 461–483.
- Oberhanslı, R., Koralay, E., Candan, O., Pourteau A., Bousquet, R. 2014. Late Cretaceous eclogitic high-pressure relics in the Bitlis Massif, *Geodinamica Acta* 26: 3-4, 175-190, DOI: 10.1080/09853111.2013.858951.
- Okay, A., Arman, M. B., Göncüoğlu, M. C. 1985. Petrology and phase relations of the kyanite-eclogites from Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, 196–204.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y., Korucu, M. 1991. Sultan Dağları-Sandıklı-Homa-Akdağ yöresinin jeolojisi. *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arşiv Rapor No: 3028*, Ankara.
- Özkan, M.K., Beyazpırcın, M. 2024. Bitlis Metamorfitlelerinin Stratigrafisi (Doğu Anadolu, Türkiye). *MTA Bilimsel Etkinlikler Haftası Bildiri Özleri Kitabı*, s 36, Ankara.
- Perinçek, D. 1979a. Güneydoğu Anadolu'da allohton birimler: 33. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri* 115-116.
- Perinçek, D. 1979b. Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO, Ankara, Rap. no. 1361 (yayımlanmamış).
- Perinçek, D. 1979c. İnterrelation of the Arabian and Anatolian plates, Guide book for excursion "B": First Geological Congress on Middle East, Ankara, 34 s.
- Şengün, M. 1984. Bitlis masifi Tatvan güneyinin jeolojik, petrografik incelemesi: İst. Üniv. Doktora tezi, 157s. (yayımlanmamış).
- Şengün, M. 1993. Bitlis Masifi'nin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 115 (1), 1-13.
- Türkecan, A. 1991. Muş yöresindeki Pliyosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 112, 85-101.
- Türkünal, S. 1980. Geology of eastern and southeastern Anatolia (in Turkish). Ankara: Jeoloji Müh. Odası Yayını. No 8, 64.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 2009. Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: Magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 99-112.
- Yılmaz, O. 1975. Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) kayaçlarının petrografik ve stratigrafik incelenmesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.* 18/1, 33-40.
- Yılmaz, S. 1959. Muş İli Bilir köyü, Kızılkilise mevki ve Kasor köyü barit yatakları. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 2972, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y. 1978. Gevaş (Van) dolayındaki Bitlis Masifi-ofiyolit ilişkisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bilimsel ve Teknik Kongresi, Bildiri Özetleri* 83-95.



# MTA YERBİLİMLERİ VE MADENCİLİK DERGİSİ YAYIM KURALLARI

## 1. Amaçlar

- Yerbilimleri ve madencilik konularında bilimsel iletişimin sağlanmasına katkıda bulunmak,
- Madencilik, çevre ve jeomiras gibi sosyal çalışmalara katkıda bulunmak,
- MTA tarafından yerbilimleri ve madencilik konularında yapılan güncel bilimsel araştırma ve uygulamaların kamuoyuna duyurulmasını sağlamak,
- Dergiyi nitelik, kapsam ve biçim açısından yüksek düzeyde tutarak yerbilimleri ve madencilik konularında ülke çapında önemli bir referans aracı olarak kullanmak,
- Türkçe'nin bilim dili olarak geliştirilmesi ve yabancı sözcüklerden arındırılması çabalarına katkıda bulunmaktır.

## 2. Kapsam-Nitelik

Makalelerin Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nde yayımlanabilmeleri için aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımaları gereklidir:

### 2.1. Araştırma Makaleleri ve Derlemeler

#### 2.1.1. Özgün Bilimsel Araştırmalar

- Bu tür makaleler, temel yerbilimleri konularına katkıda bulunan, madenlerin araştırılması, karşılaştırılması ve değerlendirilmesini konu alan, çevre sorunlarını yerbilimleri, madencilik ve toplum sağlığı açısından inceleyen özgün bilimsel araştırma ve sonuçlarını,
- Yerbilimleri ve madencilik ile ilgili problemlerin çözümünde güncel yaklaşım ve yöntemleri uygulayan araştırmaları kapsar.

#### 2.1.2. Derleme Makaleler

- Yerbilimleri ve madencilik konularında yapılmış önceki araştırmaları eleştireci bir yaklaşımla derleyen ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan araştırmaları kapsar.

### 2.2. Eleştiri ve Yanıt Yazıları

- Bir makalenin tümünü ya da bir bölümünü eleştiren yazılar, makalenin dijital olarak yayımlandığı tarihten itibaren en geç altı ay

inde gönderildiğinde, izleyen ilk sayıda yayımlanır.

- Eleştiri yazıları yayımlanmadan önce eleştirilen makalenin sorumlu yazarına yanıtlanması için gönderilir.
- Eleştirinin öngörülen süre içinde yanıtlanmaması durumunda eleştiri yazısı tek başına yayımlanır; sonradan gönderilen yanıtlar yayımlanmaz. Yanıtların yeniden eleştirilmesine olanak tanınmaz.
- Eleştirme ve yanıtlamada bilimsel tartışma ve etik kurallarına uyulmalıdır. Eleştiri ve yanıt yazılarının her biri varsa şekiller ile birlikte dört sayfayı aşmamalıdır.

### 2.3. Kısa Notlar

- Yerbilimleri ve Madencilik Dergisinin “Kısa Notlar” bölümünde, yerbilimleri ve madencilik alanında yapılmış ya da sürdürülmekte olan bilimsel araştırma ve uygulamalardan elde edilen veriler ile varlığı önceden bilinmeyen yeni bulguları yansıtan kısa, somut ve öz yazılara yer verilir.
- “Kısa Notlar” bölümünde yayımlanabilecek nitelikte düzenlenmiş yazılar, iletişimde çabukluk sağlanması amacıyla Redaksiyon Kurulu Başkanlığına yayımlanması istemi ile gönderildiği tarihten sonra çıkacak olan ilk ya da en geç ikinci sayıda sıra bekletilmeksizin yayımlanır.
- “Kısa Notlar” bölümünde yayımlanması istenen yazılar, tüm şekiller ve çizelgeler ile birlikte dört sayfayı aşmamalıdır.

### 3. Yayına Sunum ve Kabul

- Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nde yayımlanmak üzere sunulacak çalışmalar, Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Yayım Kurallarına uygun biçimde TÜRKÇE hazırlanarak, <https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri> internet adresinden elektronik başvuru ile gönderilmelidir.
- Makale daha önce kısmen veya tamamen başka bir yerde yayımlanmamış olmalıdır (Özet biçiminde olanlar hariç).



- Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nde yayımlanması isteği ile gönderilen makaleler, tüm resimlemeleri ile birlikte 30 sayfayı geçmemelidir. 30 sayfayı geçen makaleler, hakemler ve editörlerce uygun görülmesi halinde yayımlanabilir.
- Gelen makalede şekil ve çizelge sayısı ana metinle orantılı olarak 1/3 oranında verilmelidir.
- Sorumlu yazardan makalenin değerlendirilmesi için en az üç hakem önerisinde bulunması istenir (Önerilen hakemler ile yazarların son iki yıl içerisinde herhangi bir ortak çalışmasının olmaması gerekmektedir).
- Nitelik ve biçim açısından Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Yayım Kurallarına uymayan makaleler, içerik açısından incelenmeden iade edilir.
- Biçim açısından uygun görülen çalışmalar, Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Editörlüğü tarafından en az iki uzman hakeme incelemeye gönderilir.
- Yazarlar, kendilerine gönderilen hakem düzeltme ve önerilerini 20 gün içinde yapıp sisteme yüklemelidir.
- Hakemlerden gelen görüşler Editör ve yardımcı editörler tarafından değerlendirilir. Düzeltmesi gerekli görülen çalışmalar, düzeltme talebi ile yazarlara geri gönderilir. Önerilen düzeltmelerin yapıp yapılmadığı Editörlük tarafından irdelenir.
- Editörler ve hakemler tarafından verilen düzeltme önerilerinde eğer yazar tarafından kabul edilmeyen ve düzeltme yapılmayan öneriler varsa, bu önerilerin yazar tarafından kabul edilmeme gerekçesini açıklayan bir raporun da düzeltilmiş kopyalar ile birlikte Editörlüğe gönderilmesi gereklidir.
- Basım aşamasında son kontrolden sonra makalenin ön basımı yazarlara pdf formatında iletilerek basım kontrolünün yapılması istenir.
- Yayına kabul edilmeyen makaleler yazarlarına geri verilmez, yayımlanmayan makaleler için makalenin sorumlu yazarına yayımlanmamasının nedeni yazılır.

#### 4. Yayım Dili ve Periyodu

- Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi yılda iki kez Türkçe olarak basılır.
- Yazım kurallarında Türk Dil Kurumunun yazım kuralları geçerlidir. Ancak yerbilimleri ve madencilik ile ilgili dilimize yerleşmiş teknik terimlerin yazılışlarında, Redaksiyon Kurulu Kararı doğrultusunda genel kabul gören yazım biçimleri kullanılır (Örneğin; yeraltı, yerüstü, yerkabuğu, tenör, desandre vb).

#### 5. Yazım Taslağı

- Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi Dergisi'nde yayımlanması isteği ile ilk incelemeye gönderilecek yazıların metni; A4 (29,7 x 21 cm) boyutunda, word formatında, Times New Roman 10 punto, normal, 2,0 satır aralığında yazılmış olmalıdır.
- Sayfanın altında, üstünde, solunda ve sağında 2,5 cm boşluk bırakılmalıdır. Özel harfler ve simgelerin kullanılmasını gerektiren formüller bilgisayar ortamında sunulmalıdır.
- Alt başlıkların tamamında, bütün kelimelerin baş harfleri büyük olmalıdır. Makalede kullanılacak birinci derece başlıklar, Times New Roman, 10 punto, kalın-koyu (bold) formatta ve rakam verilerek sola hizalı olarak yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar, Times New Roman, 10 punto, normal yazı karakterinde ve rakam verilerek sola hizalı olarak yazılmalıdır. Üçüncü derece başlıklar, Times New Roman, 10 punto, italik yazı karakterinde ve rakam verilerek sola hizalı olarak yazılmalıdır. Dördüncü derece başlıklar ise Times New Roman, 10 punto, italik yazı karakterinde ve rakam verilmeden sola hizalı olarak yazılmalı ve başlıktan sonra iki nokta üst üste konulup, paragraf başı yapılmadan metin devam etmelidir (bkz: örnek makale: <https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri>).
- Metin içerisinde, paragraflardan sonra bir satır boşluk bırakılmalıdır.
- Paragraf başları 0,5 mm girinti yapılarak yazılmalıdır.

Bir makale sırasıyla;

-Başlık

- Yazar Adı ve Soyadı ve \* işareti
- Öz
- Anahtar Sözcükler
- Giriş
- Ana Metin
- Tartışma
- Sonuçlar
- Katkı Belirtme
- Değinilen Belgeler

bölümlerini kapsamalıdır.

- Makale metnine satır ve sayfa numaraları eklenmelidir.

### 5.1. Makalenin Başlığı

- Başlık makalenin konusunu olabildiğince kısa, açık ve yeterli bir biçimde yansıtmalıdır. Makalede yeterince işlenmeyen konular başlık kapsamına sokulmamalıdır. Başlık ilk harfi büyük, diğer kelimeler küçük harflerle (Özel isimler hariç) ve Times New Roman 10 punto, kalın-koyu (bold) yazı karakterinde yazılmalıdır.

### 5.2. Yazar Adı, Adresi ve E-Posta Adresi

- Yazarların ön adı küçük, soyadı büyük harflerle ve ünvan belirtilmeden yazılmalıdır.
- Yazarların adı ve soyadından sonra yer alacak uğraşı adresinde yalnızca kuruluş adı belirtilmelidir (görevi belirtmemelidir).
- ORCID numarası [www.orcid.org](http://www.orcid.org) adresinden alınarak adresin altında yer almalıdır.
- Birden fazla yazarlı makalelerde, yazarların soyadları üzerine rakam konularak, adres bilgileri alt satırda ve tek satır boşluğu bırakılarak yer almalıdır. Bu bölümde, makalenin sorumlu yazarı yıldız (\*) işareti kullanılarak belirtilmeli ve sorumlu yazara ait e-posta, telefon vb. iletişim bilgileri verilmelidir.
- Yazar adı ve uğraşı adresinin yazılmasında kısaltmalar yapılmamalıdır. Adresler, Türkçe olarak verilmelidir.

### 5.3. Öz

- Öz, makalenin diğer bölümlerine başvurulmadan anlaşılabilir düzeyde yazılmalıdır.

- Öz, makalenin içindeki bölümlerin kısa bir sunuşu biçiminde düzenlenmeli, makalenin amacını yansıtmalı, bilgilendirici olmalı, konu ile ilgili yeni veri ve sonuçlara vurgu yapacak şekilde yazılmalıdır.
- Özün anlatımında kısa ve yalın tunceler kullanılmalıdır.
- Öz kısmında makalenin diğer bölüm ve resimlemelerine ya da başka makalelere değinme yapılmamalıdır.
- Ana metin içerisinde işlenmemiş olan bilgilere öзде yer verilmemelidir.
- Öz yaklaşık 200 sözcüğü geçmemeli ve tek paragraf olarak yazılmalıdır.
- Öz bölümü, Times New Roman, 10 punto, normal yazı ve tek satır aralıklı olarak yazılmalıdır.
- “Kısa Notlar” bölümünde yer alacak yazılar için “ÖZ” verilmemelidir.
- Türkçe Öz bölümünün altında aynı yazım formatında, İngilizce öz “ABSTRACT” başlığı altında verilmelidir.

### 5.4. Anahtar Sözcükler

Taramalarda kolaylık sağlaması amacı ile makalenin genel içeriğini belirtecek beş anahtar sözcük seçilerek bu bölümde belirtilmelidir. Başlıkta kullanılan kelimeler tekrar edilmemelidir.

### 5.5. Giriş

- Bu bölümde araştırmanın amacı, yeri, araştırma yöntemleri, konu ile ilgili önceki incelemeler gibi makaleyi okumaya hazırlayıcı ve makalenin anlaşılmasını kolaylaştırıcı bilgilerden gerekli görülenler verilmelidir.
- Makale metni içerisinde adlandırma, sınıflama ve kısaltmalarda olağan olmayan ya da alışılmadık dışında bir yol izlenmişse, gerekçesi bu bölümde belirtilmelidir.
- Bu bölümde yer alacak konulardan her biri ayrı birer paragraf oluşturabileceği gibi, gerek görüldüğünde her biri için birer alt başlık da verilebilir (örneğin; yöntem, materyal, terminoloji vb.).
- Makalenin anlaşılmasını kolaylaştıracak

anımsatıcı bilgilere gerek duyulduğunda, yine bu bölüm kullanılabilir (örneğin; istatistik bilgileri, formüllerin çıkarılışı, analiz ya da uygulama yöntemleri vb.).

### 5.6. Ana Metin

- Makalenin ana bölümünü oluşturur.
- Bu bölümde okuyucuya konu ile ilgili olarak aktarılmak istenen veriler, bulgular ve görüşler işlenir.
- “Öz”, “Tartışmalar”, “Sonuçlar” gibi makalenin diğer bölümlerinde kullanılan veriler bu bölümden kaynaklanır.
- Konuların işlenmesinde yazının “Giriş” bölümünde vurgulanan amacın dışına çıkmamaya özen gösterilmelidir. Makalenin amacının gerçekleştirilmesinde katkısı olmayan ya da sonuca gitmede yararlanılmayan bilgilere yer verilmemelidir.
- Bu bölümde kullanılan her verinin ve ileri sürülen her görüşün, çalışmalardan elde edilen bulgularla kanıtlanması ya da değinme yoluyla bir kaynağa dayandırılması gerekir.
- Konuların işlenmesinde izlenecek yol ve yöntem ele alınan konuların özelliklerine göre değişir.
- Gerektiği sayıda ve değişik aşamalı konu başlıkları bu bölümde kullanılmalıdır.

### 5.7. Tartışmalar

- Makalenin “Ana Metin” bölümünde nesnel olarak aktarılan veri ve bulguların yazarı tarafından tartışılması bu bölümde yapılmalıdır. Tartışmalar, “Sonuçlar” bölümünden ayrı olmalıdır.

### 5.8. Sonuçlar

- Makale konusunu oluşturan incelemeden sağlanan yeni veri ve bulgular bu bölümde öz ve somut biçimde belirtilmelidir.
- Ana metin içinde yeterince değinilmemiş ve/veya işlenmemiş konulara bu bölümde yer verilmemelidir.
- Araştırma sonuçlarının vurgulanması ve anlatımın anlaşılabilir olması bakımından sonuçlar maddeler halinde verilebilir.

### 5.9. Katkı Belirtme

- Katkı belirtme, araştırma sırasında yardım sağlayan (makaleyi okuma, yazma, dil yardımı vb.) kişilere ve/veya kuruluşlar, olabildiğince kısa ve öz bir şekilde belirtmeli ve bu bölümü asıl amacından uzaklaştıracak tutuma girilmemelidir.

### 5.10. Değinilen Belgeler

- Bu bölümde yalnızca makalede değinilmiş olan belgeler eksiksiz olarak yer almalıdır.
- Yayın ve dergi adlarında kısaltma kullanılmamalıdır.
- Değinilen belgeler Times New Roman, 9 punto yazı karakterinde yazılmalıdır.
- Değinilen belgelerin ilk satırı sayfanın sol kenar boşluğuna yaslı bir şekilde, diğer satırları ise 1,25 asılı girinti değeri verilerek yazılmalıdır.
- Değinilen belgeler yazar soyadları göz önünde tutularak alfabetik sıraya göre dizilmelidir.
- Bir yazarın aynı yıl için birden çok çalışmasının yer alması durumunda, yayım yılından hemen sonra küçük alfabe harfleri kullanılmalı ve harfler italik olmalıdır (örneğin; Saklar, 2011a, b).
- Aynı yazarın birden çok belgesine değinilmişse, önce kendisinin tek isimli yayınları tarih sırasına göre, daha sonra iki isimliler ikinci yazarın soyadı ve tarih sırasına göre ve daha sonra da çok isimliler yazarların soyadlarının alfabetik sırası ve yayım yılı sırasına göre verilmelidir.

Örneğin:

Corradini, C. 2007. The conodont genus *Pseudooneotodus Drygant* from the Silurian and Lower Devonian of Sardinia and the Carnic Alps (Italy), *Bollettino-Società Paleontologica Italiana* 46(2/3), 139-148.

Corradini, C., Corrigan, M. G. 2010 Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaià area (Carnic Alps, Italy), *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 49(3), 237-253.

Corradini, C., Corrigan, M. G., A. 2012. Pridoli-Lochkovian conodont zonation in Sardinia and the



Carnic Alps: implications for a global zonation scheme, *Bulletin of Geosciences* 87(4), 635-650.

Corradini, C., Serpagli E., 1999. A Silurian conodont biozonation from late Llandovery to end Pridoli in Sardinia (Italy), In Serpagli (Ed.), *Studies on conodonts: Proceedings of the 7th European Conodont Symposium*, *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 37 (2-3) (1998), 255-273.

Corradini, C., Corriga, M. G., Männik, P., Schönlaub, H. P. 2015. Revised conodont stratigraphy of the Cellon section (Silurian, Carnic Alps), *Lethaia* 48(1), 56-71.

Corradini, C., Leone, F., Loi, A., Serpagli, E. 2001. Conodont Stratigraphy of A Highly Tectonised Silurian-Devonian Section in The San Basilio Area (Se Sardinia, Italy), *Bollettino Della Società Paleontologica Italiana* 40(3): 315-323, 1 Pl.

Corradini, C., Pondrelli, M., Serventi, P., Simonetto, L. 2003. The Silurian cephalopod limestone in the Monte Cocco area (Carnic Alps, Italy): conodont biostratigraphy, *Revista Española de Micropaleontología* 35(3), 285-294.

- Aynı soyadlı farklı yazarların belgelerine değinilmişse, ilk isimler dikkate alınarak alfabetik sıraya göre yazılmalıdır.
- Belge süreli (periyodik) bir yayında yer alıyorsa (bir makale ise), belge ile ilgili bilgiler şu sıraya göre verilir: Yazarların soyadı, yazarların ön adlarının baş harfleri. Yayın yılı. Belgenin adı. İlk harfleri büyük olacak şekilde belgenin yayımlandığı yayının adı, cilt numarası ve/veya sayı numarası, belgenin ilk ve son sayfasının numaraları. Dergi isimlerinden sonra virgül vb. noktalama işaretleri kullanılmamalıdır.
- Aşağıdaki örneklerde, değinilen belgelerle ilgili bilgiler değişik belge türlerine göre, noktalama işaretleri de gözetilerek düzenlenmiştir.

Örneğin:

Gürsoy, M. 2017. Munzur Dağları Alt Miyosen çökelleri mollusk topluluğu ve paleoekolojisi (Doğu Anadolu, Türkiye). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 155, 75-99.

Pamir, H. N. 1953. Türkiye'de kurulacak bir

Hidrojeoloji Enstitüsü hakkında rapor. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 4, 1, 63-68.

Robertson, A. H. F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1-67.

- Belge bir kitap ise sırasıyla: yazarların soyadı, yazarların ön adlarının baş harfleri. Yayın yılı. İlk harfleri büyük olacak şekilde kitabın adı. Yayımlayan kuruluşun adı veya belgenin yayımlandığı yayının adı, cilt ve/veya sayı numarası, kitabın toplam sayfa sayısı belirtilmelidir.

Örneğin:

Einsele, G. 1992. *Sedimentary Basins*. Springer Verlag, 628.

Ketin, İ., Canitez, N. 1956. *Yapısal Jeoloji*. İTÜ, 308.

Meriç, E. 1983. *Foraminiferler*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Eğitim Serisi, 26, 280.

- Belge çeşitli yazarların yazılarının yer aldığı bir kitapta yayımlanmış ise belge adının sonuna kadar, süreli (periyodik) bir yayında yer alan belge için uygulanan olağan sıra izlenir. Daha sonra editörlerin soyadları ve adlarının baş harfleri ve editör sözcüğünün kısaltılmışı olan "Ed." parantez içinde yazılır. Sonra, ilk harfleri büyük olacak şekilde belgenin yer aldığı kitabın adı yazılır. Yayımlayan kuruluşun adı. Yayın yeri, belgenin yayımlandığı yayının cilt numarası ve belgenin ilk ve son sayfalarının numaraları yazılmalıdır.

Örneğin:

Anderson, L. 1967. Latest information from seismic observations. Gaskell, T. F. (Ed.). *The Earth's Mantle*. Academic Press. London, 335-420.

Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., Yalınz, K. 2000. A geotraverse across northwestern Turkey. Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A. (Ed.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London. Special Publication 173, 139-162.

- Belge olarak, çeşitli yazarların yazılarının toplandığı bir kitabın adı belirtilmek istenirse; yazar adlarının yazımına uygulanan düzene uyularak, kitabın editörlerinin soyadları

ve adlarından sonra parantez içinde, editör sözcüğünün kısaltılmışı olan “Ed.” ifadesi yazılır. Yayım yılı. İlk harfleri büyük olacak şekilde kitabın adı. Yayımlayan kuruluşun adı veya belgenin yayımlandığı yayının adı, cilt ve/veya sayı numarası ve kitabın toplam sayfa sayısı belirtilmelidir.

Örneğin:

Gaskel, T. F. (Ed.). 1967. The Earth's Mantle. Academic Press, 520.

- Belge “yayımlanmış bildiri özü” ise belge ile ilgili bilgiler şu sıraya göre verilir: Yazarların soyadları, yazarların ön adlarının baş harfleri. Yayım yılı. Belgenin (bildirinin) adı. Bildirinin yayımlandığı toplantının adı, tarihi, yeri, kitap içerisinde bildiri özünün yer aldığı ilk ve son sayfa numaraları yazılmalıdır.

Örneğin:

Öztunalı, Ö., Yenyol, M. 1980. Yunak (Konya) yöresi kayaçlarının petrojenezi. Türkiye Jeoloji Kurumu 34. Bilim Teknik Kurultayı, 1980, Ankara, 36.

Yılmaz, Y. 2001. Some striking features of the Anatolian geology. 4. International Turkish Geology Symposium, 24-28 Eylül 2001, Adana, 13-14.

- Değinilen belge, rapor, ders notları, vb. gibi yayımlanmamış ise, belge ile ilgili bilgiler, süreli (periyodik) bir yayında yer alan belge için uygulanan olağan düzen içinde verildikten sonra, belge ile ilgili bilgilerin sonuna parantez içinde “yayımlanmamış” sözcüğü yazılmalıdır.

Örneğin:

Akyol, E. 1978. Palinoloji ders notları. EÜ Fen Fakültesi Yerbilimleri Bölümü, 45, İzmir (yayımlanmamış).

Özdemir, C., Biçen, C. 1971. Erzincan ili, İliç ilçesi ve civarı demir etütleri raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 4461, 21, Ankara (yayımlanmamış).

- Yayımlanmamış kurs, seminer, vb. notlar için belge adından sonra kursu düzenleyen kuruluş. Toplantının yeri. Kitabın adı, ilgili sayfa numaraları verilmelidir.

Örneğin:

Walker, G.R., Mutti, E. 1973. Turbidite facies and facies associations. Society for Sedimentary Geology Pasific Section Short Course. Anaheim. Turbidites and Deep Water Sedimentation, 119-157.

- Belge bir tez ise; yazarın soyadı, yazar ön adının baş harfi. Yayım yılı. Tezin adı. Tezin türü, verildiği üniversite, toplam sayfa sayısı ili ve parantez içinde “yayımlanmamış” sözcüğü yazılır.

Örneğin:

Akıllı, H. 2019. Polatlı-Haymana (Ankara) civarı sıcak sularının izotop jeokimyası ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ,  $3H$ ,  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{34}S$ ,  $87Sr/86Sr$ ) ve ana iz element bileşimleri ile incelenmesi. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, 255, Ankara (yayımlanmamış).

Argun Aktan, Ö. 2019. Marmara Denizi Batı Kıta Sahaneliği Yüzeysel Çökellerinde Jeojenik ve Antropojenik Ağır Metal Zenginleşmesine Yönelik Araştırmalar (Şarköy Kanyonu, KB Türkiye). Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, 179, Ankara.

- Anonim eserler, yayımlayan kuruluşa göre düzenlenmelidir.

Örneğin:

MTA. 1964. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, İstanbul Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Baskıda olan belgeler için yazar adından sonra tarih konulmaz, yazının adı ve yayımlanacağı kaynak belirtilmeli ve en sonuna (parantez içerisinde) “baskıda” ve/veya “incelemede” sözcüğü yazılmalıdır.

Örneğin:

İshihara, S. The granitoid and mineralization. Economic Geology 75 th Anniversary (in press).

- İnternette indirilen bilgiler kurumun adı, web adresi, web adresine girildiği tarih şeklinde verilmelidir. Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Örneğin:

ERD (Earthquake Research Department of Turkey). <http://www.afad.gov.tr>. 3 Mart 2013.

- Kaynak belirtilirken, orijinal dile bağlı kalınmalı, makale başlığının çevirisi yapılmamalıdır.

## 6. Resimlemeler

- Makalede kullanılan çizim, fotoğraf, levha ve çizelgelerin tümü “resimleme” adıyla anılmaktadır.
- Resimlemeler, kullanılmalarının kaçınılmaz olduğu ya da konunun anlaşılmasını kolaylaştırdıkları durumlarda kullanılmalıdır.
- Resimlemelerin biçim ve boyutlarının seçimi ve düzenlemesinde, derginin sayfa boyu ve düzeni göz önünde tutularak, yer kaybını olabildiğince önleyecek tutum içinde bulunulmalıdır.
- Kullanılan resimleme sayısı metnin boyutuyla orantılı olmalıdır.
- Tüm resimlemeler metinden bağımsız olarak ayrı dosyalar halinde gönderilmelidir.
- Metin içerisinde resimleme açıklamalarında kısaltmalar kullanılmamalı ve metin içindeki anılma sırası ile numaralandırılmalıdır.
- Fotoğraf ve levhalar makalenin incelenme aşaması için tüm ayrıntıların görülebildiği bilgisayar dosyası olarak, EPS, TIFF veya JPEG uzantılı ve en az 300 dpi çözünürlükte verilmelidir.

### 6.1. Şekiller

- Makalede yer alacak levha dışındaki çizim ve fotoğraflar birlikte “Şekil” olarak değerlendirilir ve metin içindeki anılma sırası ile numaralandırılır.
- Şekiller bilgisayar ortamında tek kolon genişliği 7,4 cm veya çift kolon genişliği 15,8 cm boyutları dikkate alınarak hazırlanmış olmalıdır. Şekil alanı alt makaleyle birlikte 15,8x21 cm’yi geçmemelidir.
- Şekiller hazırlanırken gereksiz ayrıntılara yer verilmemeli ve bilgi aktarımı için gerektiğinden çok yer kullanılmamaya özen gösterilmelidir.
- Şekil açıklamalarında, “Şekil” sözcüğü yazıldıktan sonra bir boşluk bırakılarak olağan sıra sayısı ile numara verildikten sonra bir kısa çizginin (-) ardından tekrar bir boşluk bırakılarak ilgili olduğu şeklin açıklaması yazılmalıdır.

Şekil açıklaması alt satırlara taşarsa, diğer satırlar “Şekil 1-” ifadesinin hizasından sonra yazılmaya devam edilmelidir. Şekil açıklamaları şeklin kenarlarını taşmayacak şekilde ve iki yana yaslı olarak aşağıdaki gibi oluşturulmalıdır.

Örneğin:

Şekil 1- Sandıklı İlçesinin (Afyon); a) güneybatısının jeolojik haritası, b) İnceleme alanının genel dikme kesiti (Seymen 1981), c) Türkiye’nin önemli neotektonik yapıları (Koçyiğit 1994’den değiştirilerek).

Şekil 1- a) Sandıklı ilçesinin güneybatısının jeolojik haritası, b) İnceleme alanının genel dikme kesiti (Seymen 1981), c) Türkiye’nin önemli neotektonik yapıları (Koçyiğit 1994’den değiştirilerek).

- Çizimler bilgisayar ortamında düzgün, temiz ve özenli çizilmiş olmalıdır.
- Şekillerde küçültüldüğünde kaybolabilecek ince çizgilerin kullanılmasından kaçınılmalıdır.
- Tüm çizimlerde kullanılan simge ya da harfler, Times New Roman yazı karakterinde ve 2 mm (7 punto) boyutundan küçük olmamalıdır.
- Çizimlerde kullanılan standartlaşmış tüm simgeler tercihen çizim içinde, bunların çok uzun olması halinde ise şekil altı yazısında açıklanmalıdır.
- Tüm çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalı ve tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir.
- Çizim içinde yazar adı, şekil açıklaması, şekil numarası yer almamalıdır.
- Fotoğraflar konunun amaçlarını yansıtabilecek nitelikte ve sayıda olmalıdır.
- Şekiller çerçeve içine alınmalıdır.

### 6.2. Levhalar

- Levhalar, birden çok sayıda fotoğrafın bir arada ve özel nitelikte bir kâğıda basımının gerektiği durumlarda kullanılmalıdır.
- Levha boyutları derginin sayfasının kullanılabilir alanının boyutlarına eşit olmalıdır.
- Levha içerisinde yer alan şekillerden her birinin altına şekil numaraları yazılmalı ve çizgisel ölçek kullanılmalıdır.



- Orijinal levhalar makalenin kabulü durumunda sunulacak son kopyaya eklenmelidir.
- Şekiller ve levhalar kendi aralarında ve birbirinden bağımsız olarak numaralandırılmalıdır. Şekiller Latin rakamları ile levhalar ise Romen rakamlarıyla numaralanmalıdır (örneğin; Şekil 1, Levha I).
- Levha içerisinde yer alan şekiller üzerinde açıklama yazısı bulunmamalıdır.

### 6.3. Çizelgeler

- Tüm çizelgeler, word formatında düzenlenmeli ve Times New Roman yazı karakterinde hazırlanmalıdır.
- Çizelgeler çizelge üst yazısı ile birlikte 15x8 cm boyutunu geçmemelidir.
- Çizelge açıklamaları şeklin kenarlarını taşmayacak şekilde ve iki yana yaslı olarak aşağıdaki örnekteki gibi oluşturulmalıdır.

Örneğin:

Çizelge 1- İnceleme alanındaki jeotermal suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları.

### 7. Adlama ve Kısaltma

- Kısaltmalar kabul edilen uluslararası veya ulusal şekilde olmalıdır. Makalede alışılmışın dışında adlandırma ve standartlaşmamış kısaltmalar yapmaktan kaçınılmalıdır. Bu türden adlandırma ve kısaltmaların kullanılmasının zorunlu görüldüğü durumlarda izlenen yol ve yöntem açıklanmalıdır.
- Standart kısaltmalarda kullanılan sözcük baş harfleri arasına nokta konulmamalıdır (MTA, DSİ gibi).
- Coğrafya yönlerinin kısaltmaları Türkçelerine göre yapılmalıdır (K, G, D, B, KD).
- Kısaltılacak sözcük grubu ilk kullanıldıkları yerde açık olarak yazılmalı ve parantez içerisinde kısaltması verilmeli, bundan sonra tüm makale boyunca kısaltılmış şekli kullanılmalıdır.
- Ölçü birimlerinde uluslararası geçerliliği olan sistemler (m, inç vb.) kullanılmalıdır. Ondalık sayılar Türkçe makalede virgöl, İngilizce makalede nokta ile ayrılmalıdır.

- Makale içinde geçen şekil, levha ve çizelge adlarında kısaltma yapılmamalıdır. Örneğin “Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik kesitinde (Şekil 1) görüldüğü gibi.....”

### 7.1. Kronostatigrafi ve Jeokronoloji Adlamaları

- Kronostatigrafik ve Jeokronolojik adlamalarda, Uluslararası Stratigrafi Komitesince her yıl güncellenen “Uluslararası Kronostatigrafik Çizelge” (<https://stratigraphy.org/chart>) dikkate alınmalıdır.
- Bir kronostatigrafik birim içindeki konum, konumu gösteren sıfatlarla ifade edilebilir, örneğin: alt, orta, üst, vb. Bu sıfatlar kullanılırken sıfatların büyük ya da küçük harf ile başlanmasına Uluslararası Kronostatigrafik Çizelge’de alt, orta, üst ayrımının resmi/gayri resmi olup olmaması ile karar verilmelidir.

Örneğin:

alt Miyosen, Üst Holosen vb.

- Bir jeokronolojik birim içindeki zamanın neresinde olduğunu belirtirken ise erken, orta, geç vb. gibi zamansal sıfatlar kullanılabilir. Bu sıfatlar kullanılırken sıfatların büyük ya da küçük harf ile başlanmasına yine Uluslararası Kronostatigrafik Çizelge dikkate alınmalıdır.

Örneğin:

erken Miyosen, Geç Holosen vb.

### 7.2. Paleontoloji Adlamaları ve Fosil Adlarının Yazılışı

- Fosillerin orjinal adları kullanılmalıdır.

Örneğin: Nummulites’li kireçtaşı

- Fosil cins ve tür isimleri italik, fosil isimleri ile birlikte kullanılan cf., aff. ve gr. vb. ifadeler ise normal (dik) olarak yazılır. Fosil isimleri ilk defa yazılırken tanımlayan kişilerin soyadları ve ilk kez tanımlandığı yıl yazılmalıdır. Daha sonraki kullanımlarda tanımlayan kişilerin soyadları ve tanımlandığı yıl yazılmayabilir. Fosil isimlerinin sonlarına gelen tanımlayan kişilerin soyadları ve tarihler atf değildir, değinilen belgelerde yer almamalıdır.

Örneğin:

Alveolina aragonensis Hottinger, 1960 atf değildir.

Alveolina cf. aragonensis Hottinger, 1960 atf değildir.

Alveolina aff. aragonensis Hottinger, 1960 atıf değildir.

Alveolina gr. aragonensis Hottinger, 1960 atıf değildir.

- Aynı cinsin, metin içerisinde ilk kullanımı açık yazıldıktan sonra daha sonraki kullanımlarında başka bir cins ile karışmayacak şekilde örnekteki gibi kısaltılabilir.

Örneğin: Alveolina aragonensis, A. polathensis, A. ellipsoidalis vb.

- Eğer metin içerisinde fosil isminden sonra tanımlayan kişiden sonra tarih parantez içerisinde ise bu bir atıftır ve değinilen belgelerde yer almalıdır.

Örneğin: Alveolina aragonensis Hottinger (1960) atıftır.

- Sistematik paleontoloji bölümü yazılırken aşağıdaki kurallara dikkate alınmalıdır.

a. Öncelikle tanımlaması yapılacak cins, tür ve alttürün bağlı olduğu takım, üst aile, aile tip tür vb. hiyerarşik sıraya göre yazılmalıdır. Daha sonra tanımlanacak tür, alttürün adı tanımlayan kişilerin soyadları ve tarihi ile birlikte yazılmalıdır. Tanımlanan fosilin fotoğrafı varsa, fotoğrafın yer aldığı levha veya şekil fosil isminin altına eklenmelidir. Burada yer alan yazar adları atıf değildir, bu nedenle değinilen belgelerde yer almaz.

Örneğin:

Takım/Ordo: Foraminiferida Eichwald, 1830

Üst Aile/Süper Family: Alveolinacea Ehrenberg, 1839

Aile/Family: Alveolinidae Ehrenberg, 1839

Tip Cins/Type Genus: Borelis de Montfort, 1808

Tip Tür/Type Species: Borelis melenoides de Montfort, 1808= Nautilus melo Fichtel and Moll, 1798

Borelis vonderschmitti (Schweighauser, 1951)

(Levha II, Şekil 3-5 veya Şekil 3 A-H).

b. Benzer veya eş anlamlılar (sinonim) listesi tarih sırasına göre sola hizalı olarak yazılmalıdır. Sinonim fosilin, ilgili çalışmadaki sayfa ve şekil numarası sinonim listesinde yer almalıdır. Sinonim listesinde yer alan yazarlar atıftır ve değinilen belgelerde yer almalıdır.

Örneğin:

1951 Neoalveolina vonderschmitti Schweighauser, sayfa 468, şekil 1-4.

1974 Borelis vonderschmitti (Schweighauser), Hottinger, sayfa 67, levha 98, şekil 1-7.

c. Sinonim listesi verildikten sonra fosile ait tanım, açıklamalar (benzerlik ve farklılıklar), boyutlar, materyal, stratigrafik dağılım (fosili tanımlayan özelliklerine göre) vb. yazılmalıdır.

d. Sistematik paleontoloji bölümünde fosil ilk kez (yeni tür) tanımlanıyor ise adın kökeni, holotip, tip yeri, malzeme, tanım, açıklama (benzerlik ve farklılıklar), yaş ve coğrafik dağılımı, boyutlar (fosili tanımlayan özelliklerine göre) yazılmalıdır. Yazarlar tarafından ilk kez tanımlanan fosilin fotoğrafları mutlaka levha ya da şekillerde olmalıdır.

e. Levha / Şekillerde fosillerin büyüklüklerini belirtir çizgisel ölçek mutlaka kullanılmalıdır.

## 8. Değinmeler

- Ana Metin içinde yapılacak değinmelerde yazarların yalnızca soyadları ve değinilen yayının yayım yılı belirtilmelidir. Değinmeler ifade şekline göre aşağıdaki örneklerden birine uygun olarak düzenlenmelidir:
- Tek yazarlı bir yayına (tarih sırasına göre) değinme:

-Altınlı (1972, 1976), Bilecik kumtaşını ayrıntılı olarak tanımlamıştır.

-İstanbul dolayında Devoniyen ve Karbonifer yaştaki birimlerin kıvrım eksenlerinin K-G yönlü olduğu bilinmektedir (Ketin, 1953,1956; Altınlı, 1999).

- İki yazarlı bir yayına değinme:

- Birimin üst kesimleri İlerdiyen fosillerini kapsamaktadır (Sirel ve Gündüz, 1976; Keskin ve Turhan, 1987, 1989).

- İki yazarlı bir yayına değinme:

- Caner vd. (1975)'ne göre Alıcı formasyonu akarsu ortam koşullarını yansıtmaktadır.

- Birim D'ya doğru kamalanarak kaybolmaktadır (Tokay vd., 1984).

- Bir başka yayın içindeki değinmeye değinme:

Lebling'in Çakraz dolayında Liyas'ın varlığından söz ettiği bilinmektedir (Lebling, 1932 Charles, 1933'ten).

- Aynı soyadlı yazarların aynı yılda yapılan çalışmalarına atıf yapılırken yazarların ilk isimlerinin baş harfleri yazılarak değinme:

- Çalışma alanında yapısal jeoloji alanında birçok çalışma yapılmıştır (Gutnic vd., 1979; Yılmaz A., 1983; Yılmaz, İ., 1983; Poisson vd., 1984 vb.).

### **9. Yazarlara Gönderilen Baskılar**

Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi'nde yayımlanmış olan eserlerin yazarlarına, derginin ilgili sayısından 2'şer adet gönderilir.

### **10. Yayın Koşulları ve Telif Hakları**

- MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisinde yayımlanacak makalelerin bir kısmının veya tamamının daha önceden yayımlanmamış olması gerekmektedir.

- MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisine yayın gönderen yazarlar Derginin yayım kurallarını önceden kabul etmiş sayılır.
- Yayımlanması kabul edilerek yayın haline dönüştürülen makalelerin telif hakkı MTA'ya aittir. Çalışmanın yazarları telif hakkının devredildiğine ilişkin olarak Redaksiyon Kurulu Yönetmeliği'nde belirtilen hükümler kapsamında ilgili formları imzalayarak Redaksiyon Kurulu'na sunar. MTA, makalenin yayımlanmasının ardından, makalenin yazarlarına, beyanları üzere "Redaksiyon Kurulu Yönetmeliği" ile "Kamu Kurum ve Kuruluşlarınca Ödenecek Telif ve İşlenme Ücretleri Hakkındaki Yönetmelik" kapsamında telif ücreti ödeyebilir.

NOT: MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi ile ilgili bilgiler ve formlara: <https://www.mta.gov.tr/mtayerbilimleri> internet sayfasından ulaşılabilir.