

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ocak 2019 Cilt 62 Sayı 1

*January 2019 Volume 62 Issue 1*

ISSN 1016-9164



**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
Yüksel METİN	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Faruk İLGÜN	Yazman / <i>Secretary</i>
D. Malik BAKIR	Sayman / <i>Treasurer</i>
M. Emre KIBRIS	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Gonca ŞAHİN	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Buket YARARBAŞ ECEMİŞ	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ**  
*Geological Bulletin of Turkey*

**Yayın Kurulu / Publication Board**

**Editörler / Editors**

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ  
eyigitbas@comu.edu.tr  
Prof. Dr. Orhan TATAR  
orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

**Yardımcı Editörler / Associate Editors**

Dr. Mustafa AVCIOĞLU  
m\_avcioglu@comu.edu.tr  
Doç. Dr. B. Levent MESCİ  
mesci@cumhuriyet.edu.tr

**İngilizce Editörü / English Editor**  
Margaret SÖNMEZ

**Editör Kurulu / Editorial Board**

AKGÜN Funda (İzmir, Türkiye)	ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)
AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye)	ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)	PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)	PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)	PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)	ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)	SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)	SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SEYİTOĞLU Güröl (Ankara, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	ŞENGÜLER İker (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
GÜRŞOY Halil (Sivas, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
HATİPOĞLU Murat (İzmir, Türkiye)	TOPUZ Gültekin (İstanbul, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
JOLIVET Laurent (Orleans, Fransa)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye)	VASELLI Orlando (Floransa, İtalya)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)	YAGBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
KUŞÇU İlkay (Muğla, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
MESCİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
OBERHANŞLI Roland (Potsdam, Almanya)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZCAN Ercan (İstanbul, Türkiye)	YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)	ZAGORCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye)	

**Yazışma Adresi**

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası  
PK. 464 Yenisehir, 06410 Ankara  
Tel: (0312) 434 36 01  
Faks: (0312) 434 23 88  
E-Posta: jmo@jmo.org.tr  
URL: www.jmo.org.tr

**Corresponding Address**

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
PO Box 464 Yenisehir, TR-06410 Ankara  
Phone: +90 312 434 36 01  
Fax: +90 312 434 23 88  
E-Mail: jmo@jmo.org.tr  
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayının Şekli	: 4 Aylık Türkçe - İngilizce
Yayın Sahibi	: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	: Hüseyin ALAN
Yayının İdari Adresi	: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88
Baskı (Printed by)	: ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88
Baskı Tarihi	: Şubat 2019
Baskı Adedi	: 500

# TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ocak 2019 Cilt 62 Sayı 1  
January 2019 Volume 62 Issue 1

ISSN 1016-9164

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Ayşe Atakul Özdemir**  
**Palu (Elazığ) Civarında Yüzeleyen Bitlis Masifi Üst Triyas Karbonatlarının Foraminifer Biyostratigrafisi, Mikrofasies Analizleri ve Çökelim Ortamları**  
*Foraminiferal Biostratigraphy, Microfacies Analysis and Depositional Environments of Upper Triassic Carbonates of Bitlis Massif, Palu (Elazığ) .....* 1
- Mustafa Softa, Tahir Emre, Hasan Sözbilir, Joel Q.G. Spencer, Mehmet Turan**  
**Kuvaterner Yaşlı Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Arazi Verileri ve Bunun Tektonik Önemi, Doğu Pontidler, Türkiye**  
*Field Evidence for Southeast Black Sea Fault of Quaternary Age and Its Tectonic Implications, Eastern Pontides, Turkey .....* 17
- Taner Ekici, Sultan Taş**  
**Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Göbekören Volkaniklerinin Petrolojisi (Kangal-Sivas)**  
*Petrology of the Plio-Quaternary Göbekören Volcanics (Kangal-Sivas) .....* 41
- Fikret Göktaş**  
**Çubukludağ Havzasındaki Neojen Tortullaşması ve Volkanizmasının Stratigrafisi, Batı Anadolu**  
*Stratigraphy of the Neogene Sedimentation and Volcanism in Çubukludağ Basin, Western Anatolia ....* 63
- Yavuz Gül**  
**Açık Maden İşletmelerinde İnsansız Hava Aracı (İHA) Uygulamaları**  
*Applications of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) in open-pit mines .....* 99

### **Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:**

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts ve  
ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

### **Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:**

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts and ULAKBİM TR Dizin Databases.

**TÜRKİYE JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*





**Palu (Elazığ) Civarında Yüzeyleyen Bitlis Masifi Üst Triyas Karbonatlarının  
Foraminifer Biyostratigrafisi, Mikrofasiyes Analizleri ve Çökelim Ortamları**

*Foraminiferal Biostratigraphy, Microfacies Analysis and Depositional Environments of Upper Triassic  
Carbonates of Bitlis Massif, Palu (Elazığ)*

**Ayşe Atakul Özdemir** 

*Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Van*

Geliş/Received : 21.10.2018 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 22.11.2018 • Kabul/Accepted : 26.11.2018 • Baskı/Printed : 01.01.2019  
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Bu çalışmada, Elazığ il sınırları içinde Çakmakaya köyü (Palu, Elazığ) civarında yüzeyleyen Bitlis masifi örtü birimleri içerisinde yer alan Üst Triyas karbonatlı kayaların mikrofasiyes özelliklerinin ve foraminifer içeriklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Ölçülen kesit boyunca kireçtaşlarından Triyas'ı karakterize eden stratigrafik dağılımları açısından büyük öneme sahip olan foraminifer türleri tayin edilmiştir. İstif içerisinde kaydedilen *Triasina hantkeni* Geç Triyas için kılavuz fosil olarak kabul edilmektedir. Klavuz fosile örneklerde, *Aulotortus sinuosus*, *Aulotortus friedli*, *Involutina* sp., *Galeanella?* sp., *Duostomina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Duotaxis birmanica*, *Siphovalvulina* sp., ve *Reophax* sp. foraminifer topluluğu eşlik etmektedir. Bu türlere dayanılarak geç Noriyen-Resiyen yaşını veren *Triasina hantkeni* zonu tanımlanmıştır. Foraminifer türlerinin yanı sıra kesit içerisinde megalodontlar, algler, gastropod ve mercan fosilleri de bulunmaktadır. Bölgede yayılım gösteren bu karbonatların çökelim ortamlarını belirleyebilmek için gerçekleştirilen mikrofasiyes çalışmaları sonucunda; çamurtaşı, vaketaşı-istiftaşı ve pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı olmak üzere 3 mikrofasiyes tipi belirlenmiştir. Mikrofasiyes tipleri, çökelim lagün ve sığ denizel ortamda gerçekleştiğini işaret etmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Bitlis masifi, foraminifer, geç Triyas, mikrofasiyes, Palu

**Abstract:** In this study, it is aimed to reveal the foraminiferal content and microfacies properties of the the Upper Triassic carbonates, cover units of the Bitlis massif exposed in the vicinity of the Çakmakaya village (Palu, Elazığ). Stratigraphically significant foraminiferal species characterizing Triassic have been recorded throughout the measured section. *Triasina hantkeni*, the most common taxa documented in the studied sequence, is considered as a zonal marker for Late Triassic. Besides the zonal marker species, the section includes *Aulotortus sinuosus*, *Aulotortus friedli*, *Involutina* sp., *Galeanella?* sp., *Duostomina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Duotaxis birmanica*, *Siphovalvulina* sp., and *Reophax* sp. foraminiferal assemblages. On the basis of the determined foraminiferal taxa, *Triasina hantkeni* zone is defined within the studied succession and a late Norian-Rhaetian age is attributed. In addition to foraminiferal assemblages, megalodontids, algae, gastropods and corals are also present within the limestone units. Three facies types, mudstone, wackestone-packstone, pelloidal bioclastic packstone-grainstone, were described based on microfacies studies to determine the depositional environments of the Upper Triassic carbonates exposed in the region. The described microfacies types suggest that the depositional environment was a lagoon and shallow marine platform environments.

**Keywords:** Bitlis Massif, foraminifera, late Triassic, microfacies, Palu

## GİRİŞ

Neotetis Okyanusunun Geç Triyas'taki açılımı, Geç Kretase'de meydana gelen dalma-batma mekanizması ile kapanmaya başlaması ve Miyosen'de kıta kıta çarpışması ile yitilmesi, sonrasında meydana gelen denizel ve gölssel havzalar ile çarpışma sonrası volkanizma Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Anadolu Bölgesinin jeolojisini şekillendiren en önemli jeolojik olaylardır. Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun ilk açılımına yönelik bulgular Toroslarda ve Arap Levhası üzerinde elde edilen veriler yardımıyla ortaya konulmuş ve açılma yaşı Geç Triyas olarak öne sürülmüştür (Robertson vd., 2007, 2016; Varol vd., 2007; Mackintosh ve Robertson, 2012). Bu okyanusun açılımının Bitlis Kenet Kuşağı içindeki varlığını ortaya koyan çalışmalar da bulunmaktadır (Perinçek, 1980; Aktaş ve Robertson, 1984; Yılmaz vd., 1993; Robertson vd., 2007). Perinçek (1980) Geç Triyas yaşlı karbonatlara eşlik eden volkanik kayaların varlığını göz önünde bulundurarak, Neotetis Okyanusu'nun açılımının Bitlis Masifi içerisindeki izlerinin Elazığ-Palu civarında olabileceğini ileri sürmüştür. Ancak, masifi oluşturan kayaların Geç Kretase'de metamorfizmaya uğramış olmaları ve çarpışma sonrasında yoğun deformasyonlara maruz kalmaları kayaların çökelim ortamlarının, dolayısı ile metamorfizma öncesi paleocoğrafyanın tam olarak ortaya konulabilmesini engellemektedir.

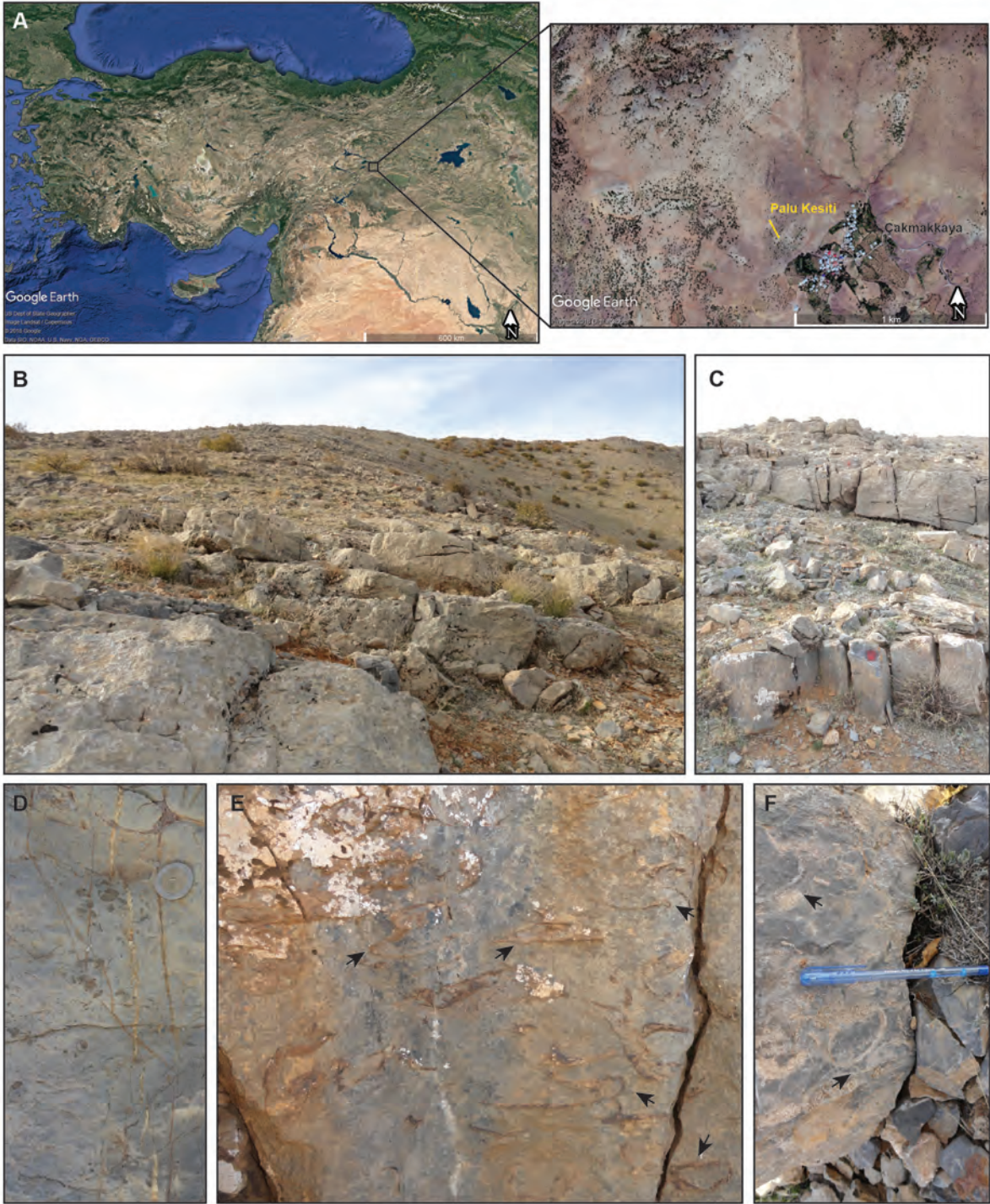
Bu bağlamda, masifte metamorfizmadan az etkilenmiş karbonatlarının bulunması ve bunların fasiyes ve fosil içeriklerinin belirlenmesi masifle ilişkili paleocoğrafik çalışmaların temelini oluşturmaktadır. Bitlis Masifi içerisinde yüzeylenen ve masifin örtü birimleri içerisinde yeralan Geç Triyas yaşlı kireçtaşlarının foraminifer biyostratigrafisinin ve mikrofasiyes özelliklerinin ortaya konulması amacıyla Palu (Elazığ) güneyinde Çakmakkaya köyü civarında bir stratigrafik kesit (Palu kesiti) ölçülmüştür (Şekil 1). Örneklenen istif genel olarak megalodontlu sığ denizel karbonatlardan

oluşmaktadır (Şekil 1). Bitlis Masifinin Üst Triyas foraminifer biyostratigrafisi ilk kez bu çalışma ile ortaya konulmuştur.

## JEOLOJİ

Bitlis Kenet Kuşağı geç Mesozoyik-erken Senozoyik aralığında birbiri üzerine yerleşmiş farklı tektonik birimlerden oluşmaktadır (Hall, 1976; Aktaş ve Robertson, 1990; Yılmaz vd., 1993; Robertson, 1998; Okay vd., 2010). Kenet Kuşağını oluşturan birimlerden Arap platformuna ait sedimenter birimleri Bitlis Masifi olarak isimlendirilen metamorfik kayalar, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanaj ve Eosen yaşlı filişler üzerlemektedir. Bitlis Masifi, amfibolit, paragnays/flist, eklojit, migmatit seviyeleri ve bu kayaç gruplarını kesen metavolkanitler, granitik ve hololökokratik granitik kayalardan oluşan Pre-Kambriyen temel ile bunları geçişli olarak üzerleyen Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı karbonatlardan oluşmaktadır (Çağlayan vd., 1984; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Okay vd., 1985; Şengün, 1993).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Bitlis Masifi'ne ait glokofan şist, kloritşist, kuvars şist ve bu çalışmanın konusunu oluşturan Üst Triyas sığ denizel rekrystalize karbonatlar temel kayalar olarak yüzeylenmektedir (Şekil 2). Kretase yaşlı Guleman ofiyolitik melanji, dünit, piroksenit, harzburjit, diyabaz, gabro ve bazalt bloklarından oluşmaktadır (Perinçek, 1980). Çalışılan alanda yüzeylenen Orta Eosen yaşlı Maden kompleksine ait birimler diyabaz, bazalt, andezit benzeri volkanik kayalar ve yer yer bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen çamurtaşı, kıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşı ile karakterize edilir. Geç Eosen-erken Miyosen yaşlı türbiditik karakterde kırıntılı kayalarla temsil edilen ve kumtaşı, siltaşı, kıltaşı ve marn ardalanmasından oluşan Çüngüş formasyonu ise çalışma alanı ve çevresine yüzeylenen en genç birimdir (Perinçek, 1980, 1990).



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (a), ölçülü stratigrafik kesitin arazi görünümü (b,c), örneklenen kireçtaşlarının ve içerisinde gözlenen megalodontların yakından görünümü (d,e,f).

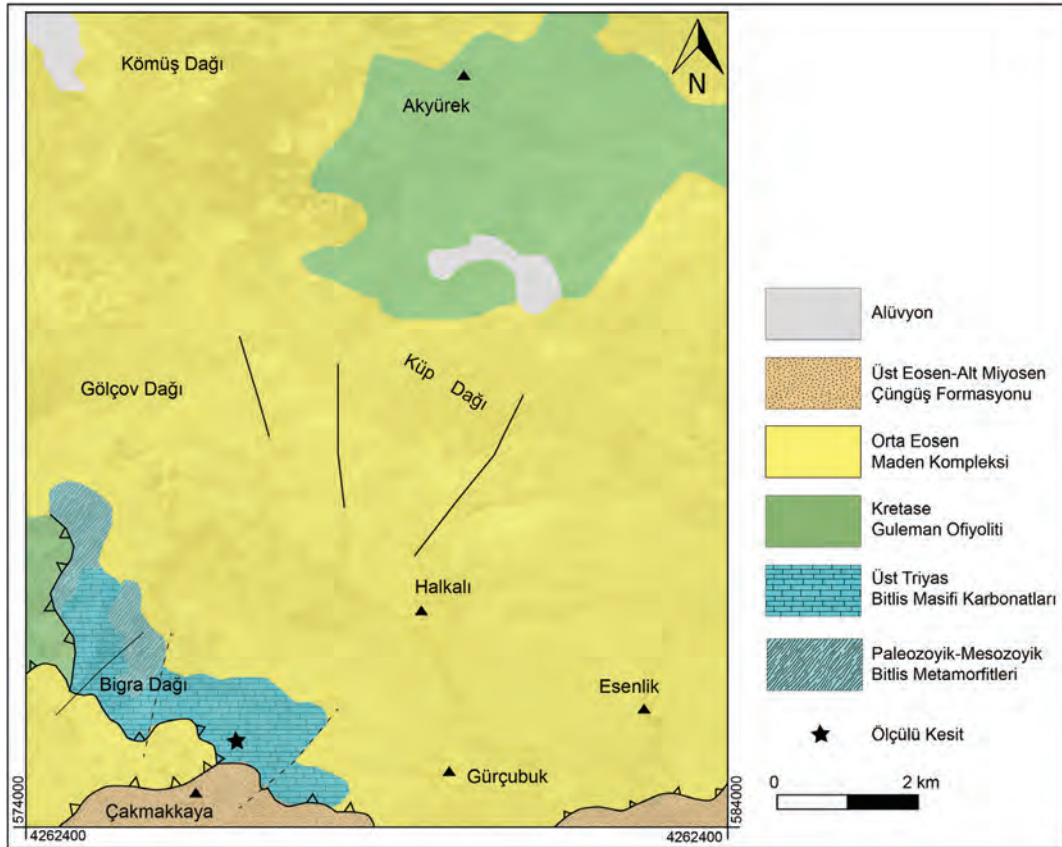
**Figure 1.** Location map of the study area (a), field view of the measured stratigraphic section (b,c), close-up view of the limestones and megalodonts observed within these limestones (d,e,f).

## MATERYAL VE METOD

Bitlis Masifi içerisinde yer alan Üst Triyas karbonatlı kayaçların foraminifer içeriklerinin ve mikrofasiyes özelliklerinin belirlenebilmesi amacıyla Palu (Elazığ) güneyinde Çakmakkaya köyü civarında stratigrafik kesit ölçülmüş ve örneklenmiştir. Çalışma alanı, 1:25000 ölçekli Elazığ K43c<sub>3</sub> ve K43c<sub>4</sub> paftalarında yer almaktadır (Şekil 1, Şekil 2). İstif boyunca alınan kireçtaşı örneklerinden bentik foraminifer topluluğunun belirlenmesi ve fasiyes tanımlamaları için ince kesitler hazırlanmıştır. Kireçtaşlarının adlandırılmasında Dunham (1962) sınıflamasından yararlanılırken mikrofasiyeslerin ve fasiyes zonlarının belirlenmesinde ise Wilson (1975) ve Flügel (2004) modelleri kullanılmıştır.

## FORAMİNİFER BİYOSTRATİGRAFİSİ

Çakmakkaya (Palu, Elazığ) civarında yüzeylenen Üst Triyas birimleri sığ denizel karbonatlar ile temsil edilmektedir (Şekil 3). Bu çalışma ile ölçülen kesit boyunca örneklerin içerdiği foraminifer topluluğu ortaya konulmuştur (Şekil 4). Geç Triyas faunası genel olarak involutinid formlarca zengin olup lagenid ve textularid formları da içermektedir. Bu formların yanı sıra birim içerisinde megaladontlar, gastrapodlar, mercanlar ve algler de mevcuttur. Bölgede yayılım gösteren bu sığ denizel karbonatlarda, geç Noriyen-Resiyen aralığında indeks fosil olarak tanımlanan ve Tetis sisteminin en önemli türlerinden biri olan *Triasina hantkeni* tespit edilmiştir. Bu indeks fosil ile birlikte *Aulotortus*



Şekil 2. Çakmakkaya (Palu, Elazığ) civarında yüzeylenen birimlerin jeoloji haritası (MTA, 2011).

Figure 2. Geological map of the units exposed in the study area, around Çakmakkaya (Palu, Elazığ) (MTA, 2011).

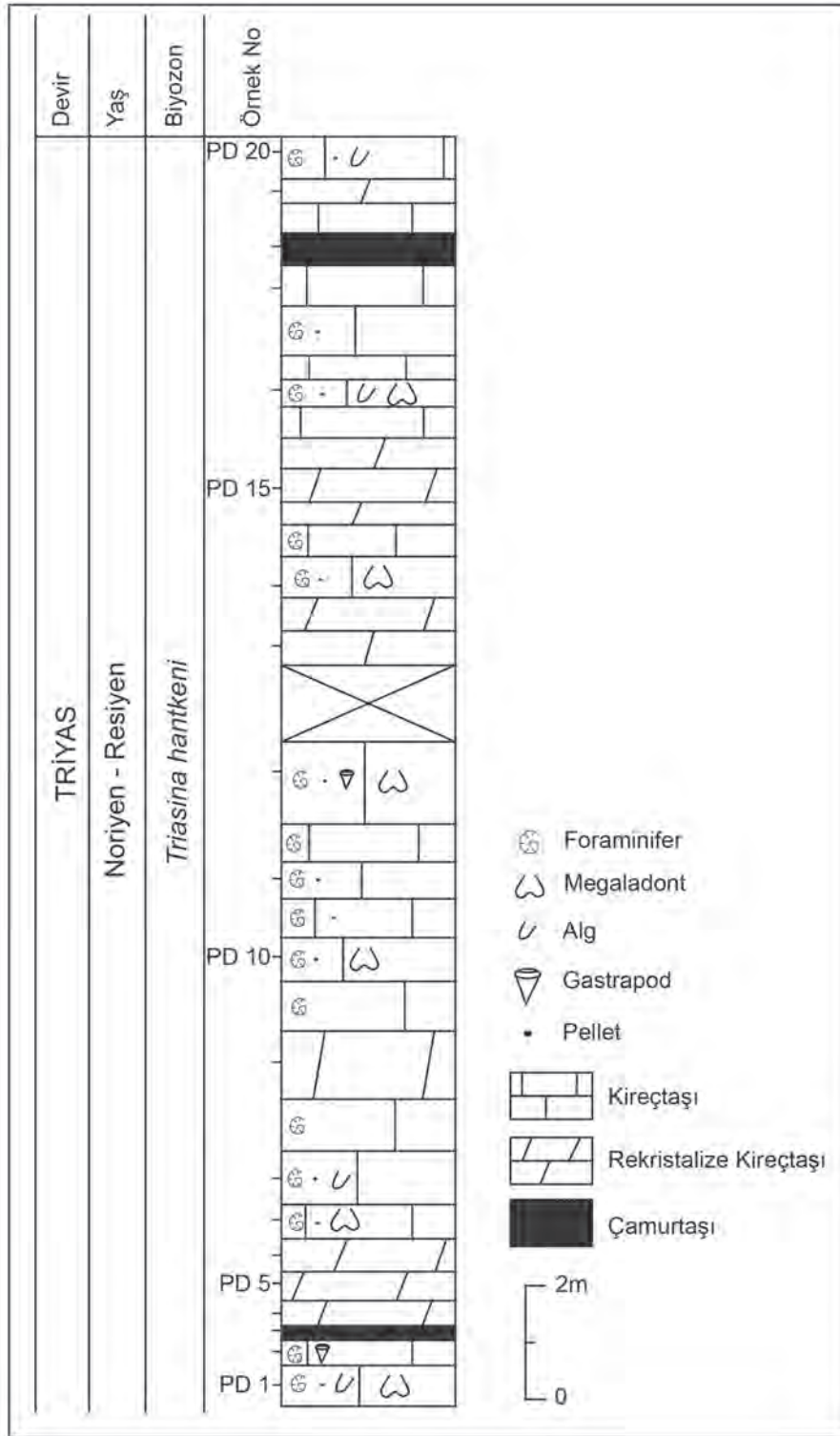


*sinuosus*, *Aulotortus friedli*, ve *Involutina* sp. benzeri involutinid türleri de kesit içerisinde yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 5). Kesit boyunca alınan örneklerden involutinid formlar ile birlikte *Galeanella?* sp., *Duostomina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Textularia* sp., *Duotaxis birmanica*, *Siphovalvulina* sp., *Reophax* sp. türleri de belirlenmiştir (Şekil 5). Tanımlanan foraminifer türlerine dayanılarak çalışılan istifde *Triasina hantkeni* biyozonu belirlenmiş ve birim yaşı geç Noriyen-Resiyen olarak tespit edilmiştir. Bir çok araştırmacı çalışmalarında *Triasina hantkeni* biyozununun geç Noriyen-erken Resiyen zaman aralığını kapsadığını belirtmiştir Zaninetti, 1976; Al-Shaibani vd., 1982, 1983, Martini vd., 1997, 2004; Kamoun vd., 1998; Mancinelli vd., 2005). Söz konusu biyozon farklı bölgelerde ve alanlarda yapılan bir çok çalışmada kullanılmakta ve böylece küresel ölçekte korelasyon sağlanmasına olanak sağlamaktadır (Polonya: Gazdzicki, 1974, 1983; Endonezya: Al-Shaibani vd., 1982, 1983; Martini vd., 2004; İtalya: Ciarapica ve Zaninetti, 1984; Mancinelli vd., 2005; Tunus: Kamoun vd., 1994; Türkiye: Okay ve Altınar, 2007; Yümün vd., 2013; Tunaboylu vd., 2014).

## MİKROFASİYES TİPLERİ VE ORTAMSAL YORUMLAR

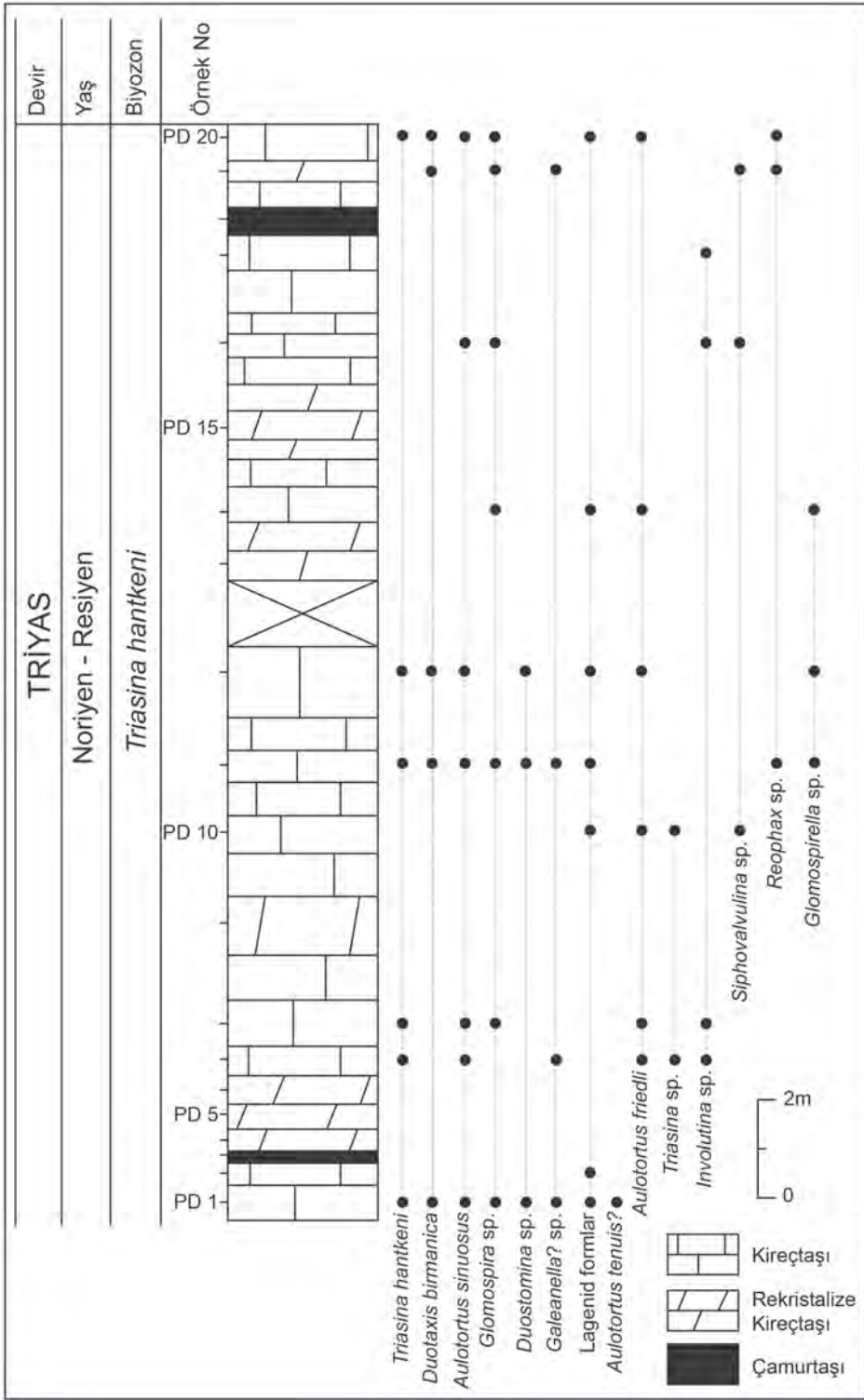
Ölçülen birimlerden alınan örneklerin ince kesitleri detaylı olarak incelenmiş olup petrografik tanımlamalarda Dunham (1962) kullanılırken, mikrofasıyes ve fasiyes zonlarının tanımlamalarında Wilson (1975) ve Flügel (2004)

modelleri kullanılmıştır. Detaylı mikrofasıyes çalışmaları sonucunda istif içerisinde çamurtaşı, vaketaşı-istiftaşı, pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı olmak üzere üç temel fasiyes tipi belirlenmiştir. Çamurtaşı fasiyesi tamamen mikritten oluşmaktadır ve fosil içermemektedir (Sekil 6 A-B). Bu fasiyes tipi kesit boyunca çok yoğun olarak gözlenmemektedir. Çamurtaşı fasiyesinin Flügel (2004) tarafından tanımlanan SMF 23 tipinde olduğu ve düşük enerjili lagün (FZ8) ortamında çökeldiği belirlenmiştir. Vaketaşı-istiftaşı fasiyesi genel olarak fosil bakımından fakir olup az miktarda textularid ve lagenid formlar içermekte ve yoğun mikritik matriks içermektedir (Sekil 6 C-D). Fasiyes içerisinde çatlak ve erime boşlukları kalsit dolguludur ve yer yer stilolitleşme gözlenmektedir. Bu nedenlerden dolayı, fasiyes SMF 9-10 standard mikrofasıyes tipine benzerlik göstermekte olup açık platform ortamında (FZ7) çökelmiştir. Pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı mikrofasıyesi istif içerisinde en yaygın fasiyeslerden birini oluşturmaktadır (Sekil 6 E-F). Fasiyes içerisinde pelletlerin yanı sıra bol miktarda involutinid ve textularid formlar ile alg ve mercanlar bulunmakta, bağlayıcı malzeme ise çoğunlukla mikritden oluşmakta ve yer yer sparitik çimento da içermektedir. Ayrıca bazı tanelerin etrafında mikritik zarf bulunmaktadır. İstif boyunca kireçtaşları yer yer kısmen veya tamamen rekrizalizasyona uğramış olup içinde bazı kavkı parçaları da gözlenmiştir. İstif içerisinde gözlenen bu fasiyes tip SMF 18 olarak tanımlanmakta ve çökelim ortamı olarak sığ platform (FZ7) ortam koşullarını yansıtmaktadır.



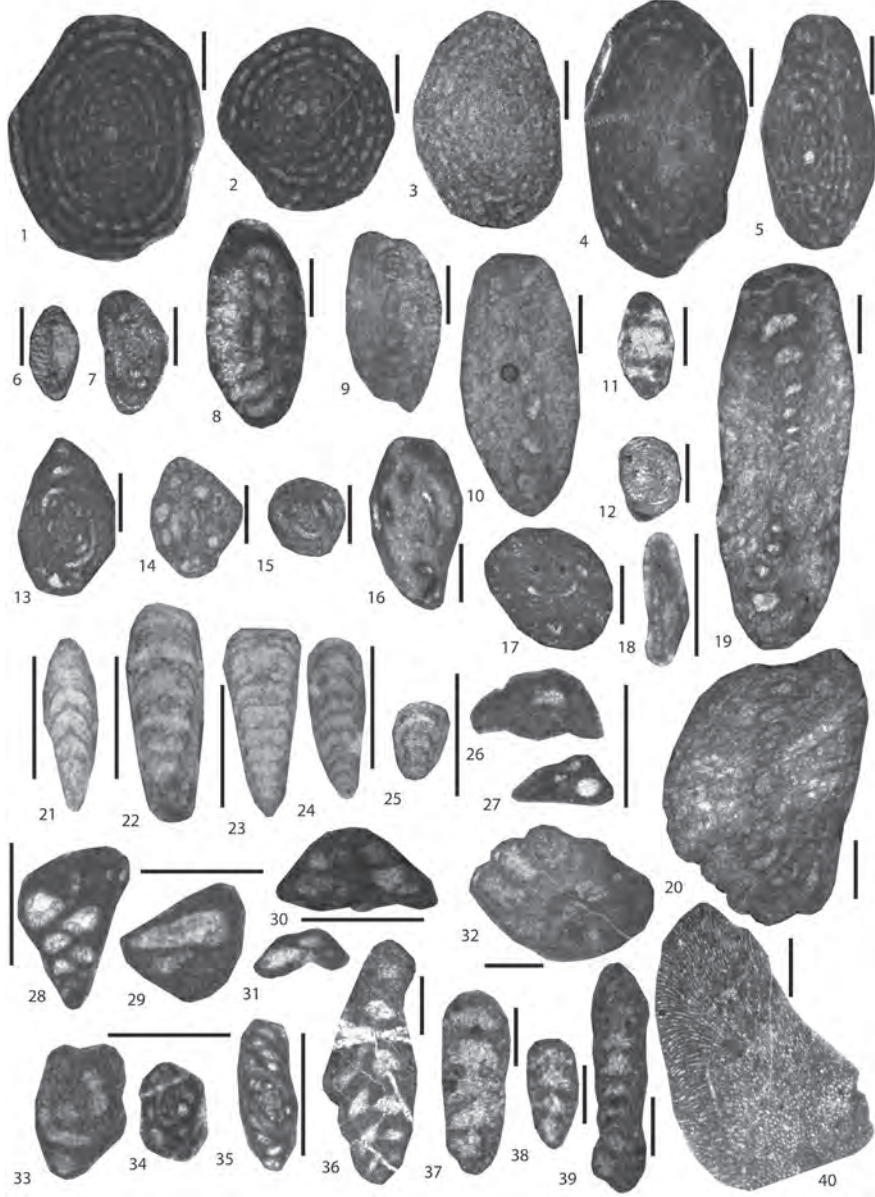
Şekil 3. Palu ölçülü stratigrafik kesiti.

Figure 3. Measured stratigraphical section of Palu.



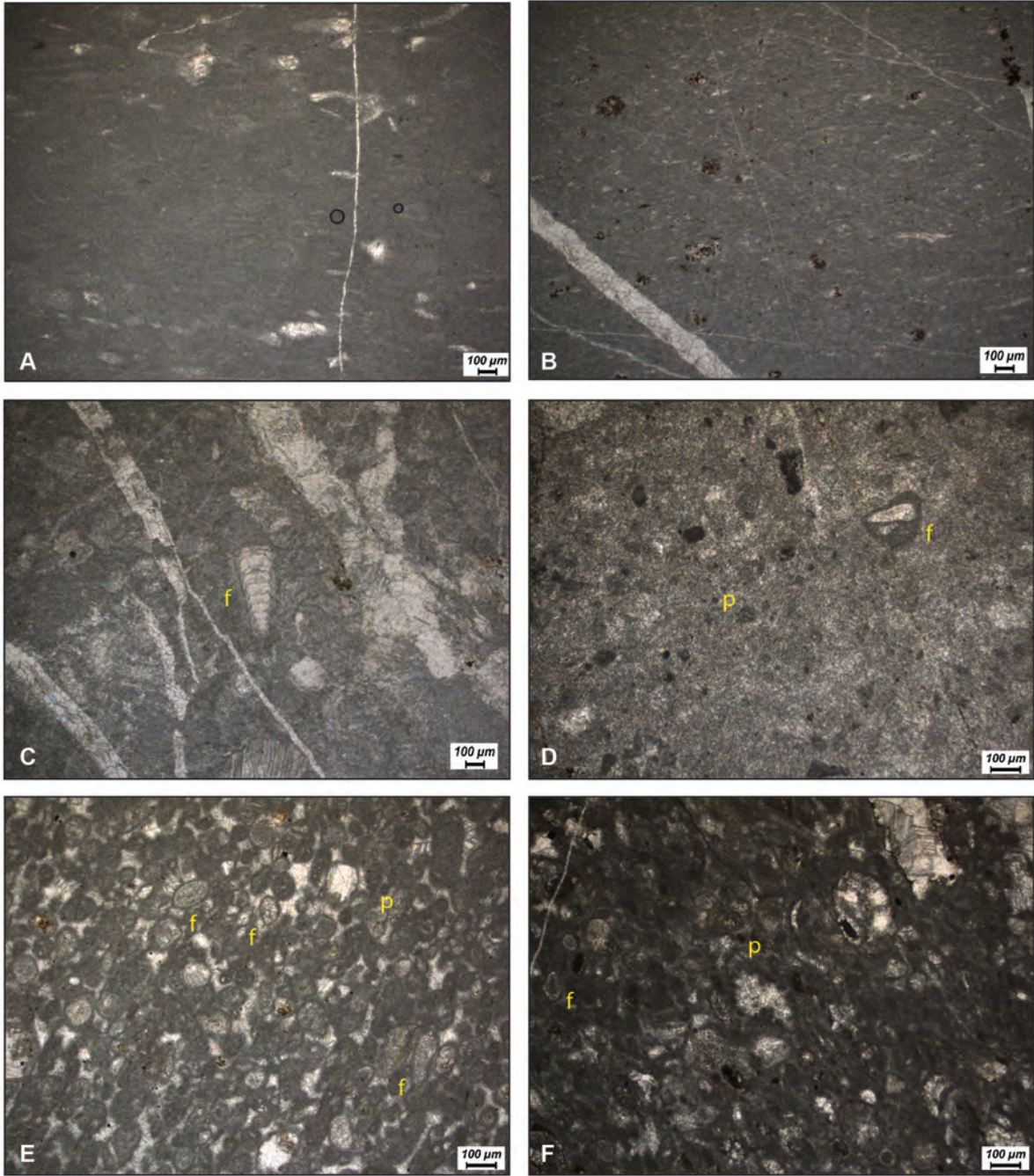
Şekil 4. Palu ölçülü kesiti boyunca tanımlanan foraminiferlerin stratigrafik dağılımları.

Figure 4. Stratigraphic distribution of foraminifera in the Palu measured section.



**Şekil 5.** Üst Triyas karbonatlarından elde edilen foraminifer türleri. 1-4. *Triasina hantkeni* (1,2: PD 8; 3,4: PD 7), 5. *Triasina* sp. (PD 7), 6-10. *Aulotortus sinuosus* (6-8: PD1; 9,10: PD 7), 11-17. *Aulotortus friedli* (11: PD 12, 14; 12: PD 11; 13, 15-17: PD 7), 18. *Aulotortus tenuis?* (PD 12), 19-20. *Involutina* sp. (19: PD 7; 20: PD 8), 21-25. Lagenid formlar (21, 22: PD 23; 23: PD 8; 24, 25: PD 2), 26-27. *Galeanella?* sp. (PD 11), 28-31. *Duotaxis birmanica* (28: PD 11; 29: PD 19; 30, 31: PD 20), 32. *Duostomina* sp. (PD 8), 33-34. *Glomospira* sp. (33: PD 1; 34: PD 7), 35. *Glomospirella* sp. (PD 11), 36. *Siphovalvulina* sp. (PD 10), 37-39. *Reophax* sp. (PD 20), 40. Alg (PD 8).

**Figure 5.** Foraminiferal species from the Upper Triassic carbonates. 1-4. *Triasina hantkeni* (1,2: PD 8; 3,4: PD 7), 5. *Triasina* sp. (PD 7), 6-10. *Aulotortus sinuosus* (6-8: PD1; 9,10: PD 7), 11-17. *Aulotortus friedli* (11: PD 12, 14; 12: PD 11; 13, 15-17: PD 7), 18. *Aulotortus tenuis?* (PD 12), 19-20. *Involutina* sp. (19: PD 7; 20: PD 8), 21-25. Lagenid formlar (21, 22: PD 23; 23: PD 8; 24, 25: PD 2), 26-27. *Galeanella?* sp. (PD 11), 28-31. *Duotaxis birmanica* (28: PD 11; 29: PD 19; 30, 31: PD 20), 32. *Duostomina* sp. (PD 8), 33-34. *Glomospira* sp. (33: PD 1; 34: PD 7), 35. *Glomospirella* sp. (PD 11), 36. *Siphovalvulina* sp. (PD 10), 37-39. *Reophax* sp. (PD 20), 40. Algae (PD 8).



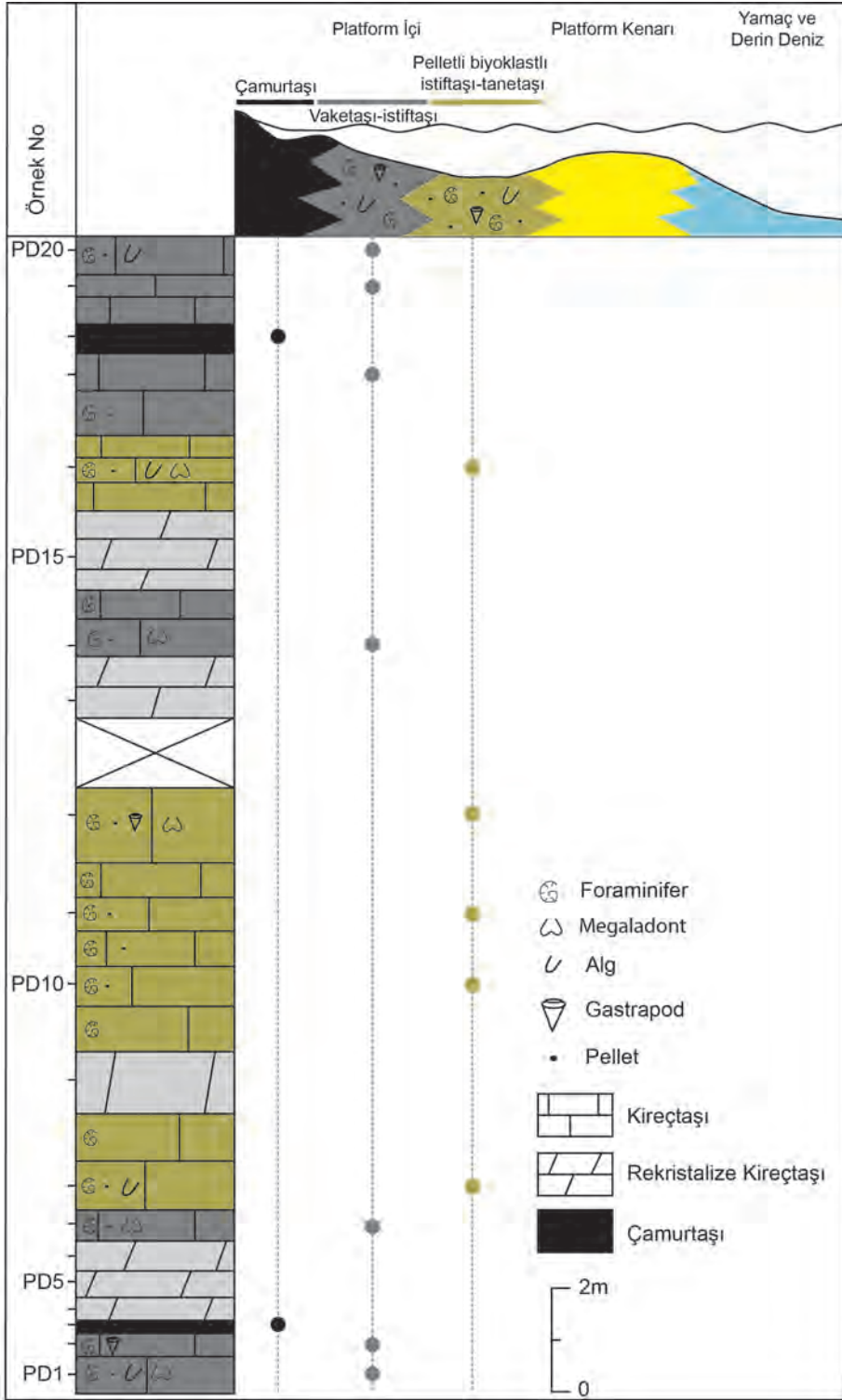
**Şekil 6.** Üst Triyas karbonatların mikrofasiyes tipleri. A-B. çamurtaşı fasiyesi (A:PD3; B:PD18), C-D. vaketaşı-istiftaşı fasiyesi (C:PD2, D:PD22), E-F. pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı fasiyesi (E:PD10, F:PD 12) (f:foraminifer, p:pellet).

**Figure 6.** Microfacies types of Upper Triassic carbonates. A-B. mudstone facies (A:PD3; B:PD18), C-D. vackestone-packstone facies (C:PD2, D:PD22), E-F. Pelloid bioclastic packstone-grainstone facies (E:PD10, F:PD 12) (f:foraminifera, p:pellet).

## PALEOCOĞRAFİK YAKLAŞIM

Bölgede yayılım gösteren Üst Triyas karbonatlarına ait mikrofasiyes tipleri, çamurtaşı, vaketaşı-istiftaşı ve pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı olarak tanımlanan mikritik fasiyeslerden oluşmaktadır. Bu fasiyes tipleri yoğun olarak düşük enerjili lagünel ortamlarda çökelmektedir (Şekil 7). Karbonat platformlarında çökeltme ortamlarının belirlenmesinde, mikrofasiyes özelliklerinin yanı sıra, foraminiferler de yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Karbonat kayaçları içerisinde gözlenen farklı foraminifer toplulukları spesifik çökeltme ortamlarını ve ekolojik faktörleri belirtmektedir (Schäfer ve Senowbari-Daryan, 1981; Márquez vd., 1994; Chablais vd., 2011). Çalışılan Üst Triyas karbonat istifi boyunca tanımlanan involutinid, lagenid ve duostominid formlardan oluşan foraminifer topluluğu, birimin sığ denizel lagün ortamında çökelmiş olduğunu desteklemektedir. Palu (Elazığ) civarında gerçekleştirilen bu çalışmada, bölgede yayılım gösteren karbonatların Türkiye’de farklı bölgelerdeki karbonat istiflerine benzer foraminifer topluluklarına, fasiyes tiplerine ve çökeltme ortamlarına sahip olduğu gözlenmiştir (Biga Yarımadası: Beccaletto vd., 2005; Doğu Toroslar: Altın ve Zaninetti, 1980; Ekmekçi vd., 2006; Yümün vd., 2013; İzmir: Okay ve Altın, 2007; Karaburun Yarımadası: İşintek, 2002; Tunaboşlu vd., 2014). Ayrıca, bu çalışma ile Bitlis masifine ait Üst Triyas birimlerin içerisinde belirlenen foraminifer topluluğu ve fasiyes tipleri dünyada farklı bölgelerde Triyas üzerine

gerçekleştirilen çalışmalar ile karşılaştırıldığında, İtalya (Ciarapica ve Zaninetti, 1984; Mancinelli vd., 2005), Batı Karpatlar (Gazdzicki, 1983; Gale vd., 2012), Hırvatistan (Grgasović, 1997), Adriyatik Karbonat Platformu (Dinaridler) (Velić, 2007), Birleşik Arap Emirlikleri (Maurer vd., 2007), Endonezya (Al-Shaibani vd., 1983; Martini vd., 1997, 2004) ve Japonya (Chablais vd., 2010) ile benzerlik göstermektedir. Chablais vd. (2011) gerçekleştirmiş oldukları çalışma ile Geç Triyas foraminiferlerinin Tetis ve Pantalasa içerisindeki paleobiyocoğrafik dağılımlarından yararlanarak her biri karakteristik foraminifer topluluğu içeren 6 farklı bölge tanımlanmış olup, Türkiye’nin sığ denizel karbonatların hakim olduğu Tetis çevresinde yer aldığını ve İtalya, Yunanistan, Kıbrıs ve batı Karpatlar ile benzer foraminifer topluluklarına sahip olduğunu öne sürmüştür. Belirgin faunal benzerlikler, Geç Triyas zamanında, foraminiferlerin paleobiyocoğrafik dağılımlarının anlaşılmasında ve belirlenmesinde önemli bir anahtardır. Bitlis masifine ait Üst Triyas karbonatları, involutinid benzeri yaygın oportunistik-fırsatçı formlarla birlikte ve textularid formlar, algler ve mercanlar içerdiğinden Tetis provensini karakterize etmektedir. Literatür verileri ve bu çalışmada tanımlanan foraminifer topluluklarının paleobiyocoğrafik yayılımı ve karbonatların mikrofasiyes özellikleri dikkate alındığında, Geç Triyas döneminde Bitlis Masifi’nin paleocoğrafik konumunun, Gondvana’nın kuzey kenarına yakın, Neotetis Okyanusu’nun açılıma eşlik eden sığ denizel platform olduğu söylenebilir.



Şekil 7. Palu ölçülü kesiti boyunca tanımlanan mikrofasiyes tiplerinin dağılımları ve çökelim ortamları.

Figure 7. Distribution of defined microfacies types and their depositional environments in the Palu measured section.

## SONUÇLAR

Bitlis Masif'i içerisinde Palu (Elazığ) Çakmakkaya köyü civarında yüzeyleyen Üst Triyas karbonatlı kayaçların biyostratigrafik ve mikrofasiyes özelliklerini ortaya koymak amacıyla gerçekleştirilen bu çalışmada, bentik foraminiferler kullanılarak biyostratigrafik çatı kurulmuştur. Çalışılan istifdeki mikropaleontolojik analizler bölgedeki Üst Triyas karbonatlarının platform ortam koşullarını karakterize eden foraminifer topluluklarını içerdiğini göstermektedir. Tetis provensine ait Üst Triyas sığ denizel sedimanların en önemli fosil grupları, *Triasina*, *Aulotortus*, *Involutina* cinslerini içeren involutinidlerdir. Bu formlar ölçülen kesitte tanımlanan ana foraminifer grubudur. Bu fosil grupları bir çok çalışmacı tarafından biyostratigrafik, bölgesel ve küresel ölçekte korelasyon amaçlı kullanılmıştır. İstif boyunca, Geç Noriyen–Resiyen aralığında kılavuz fosil olarak kabul edilen *Triasina hantkeni* belirlenmiştir. Mikrofasiyes çalışmaları kapsamında, karbonat kayaçlarına ait dokusal, petrografik ve paleontolojik verilerin ışığında, birim içerisinde, sığ denizel platform ve lagün ortamını karakterize eden üç temel mikrofasiyes tipi, çamurtaşı, vaketaşı-istiftaşı ve pelletli biyoklastlı istiftaşı-tanetaşı, tanımlanmıştır. Palu (Elazığ) civarında tanımlanan foraminifer topluluğu ve fasiyes tipleri, Türkiye’de ve Dünya’da farklı bölgelerde gerçekleştirilen çalışmalara benzer foraminifer topluluklarına, fasiyes tiplerine ve çökelme ortamlarına sahip olduğu gözlenmiştir. Bu verilere dayanılarak, bölgenin, Geç Triyas döneminde Neotetis Okyanusu’nun güney kolunun açılımına bağlı olarak Gondvana kıtasından ayrılmış, sığ denizel platform ortamını karakterize ettiği sonucuna varılmıştır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK 117Y485 no’lu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazar, paleontolojik

verilerin kontrol edilmesinde ve makalenin geliştirilmesinde yapıcı eleştirilerde bulunan Prof. Dr. Demir Altın’er’e, makalenin son şeklini kazanmasında katkılar sağlayan Doç. Dr. Yavuz Özdemir’e ve makalenin değerlendirme sürecindeki değerli görüş ve önerileriyle katkı sağlayan Prof. Dr. Atike Nazik ve Prof. Dr. Sevinç Özkan-Altın’er’e teşekkür eder.

## EXTENDED SUMMARY

*The results of a biostratigraphic and microfacies studies in the Upper Triassic shallow marine carbonates of Bitlis massif exposed in the vicinity of Çakmakkaya village of Palu (Elazığ, Turkey) are outlined in this study. The micropaleontological analysis emphasizes foraminiferal assemblages, dominated by the involutinids, lagenids, and textularids. In the measured section, the Triasina hantkeni biozone has been established based by the presence of Triasina hantkeni, an index species of the late Noriyen-Rhaetian interval. The stratigraphic range of this zone is defined by the range of the key species as late Norian-Rhaetian. In addition to eponymous species, Aulotortus sinuosus, Aulotortus friedli, Involutina sp., Galeanella sp., Duostomina sp., Glomospira sp., Glomospirella sp., Duotaxis birmanica, Siphovalvulina sp., and Reophax sp. are the other foraminiferal taxa recorded in the Upper Triassic carbonates. The Triasina hantkeni Zone has been recognized in Turkey (İşintek, 2002; Beccalotto vd., 2005; Ekmekçi vd., 2006; Okay ve Altın, 2007).*

*The Palu section mainly consists of mud-supported and recrystallized limestones particularly rich in benthic foraminifera, megalodonts, gastropods, corals and algae. Based on the detailed microfacies analysis, the Upper Triassic carbonates of the section mainly consists of three distinct microfacies types corresponding to subtidal and intertidal depositional settings. Our interpretation of these facies is mainly based on field observations and*



*thorough examination of sedimentological and paleontological characteristics of carbonates. Wackestone-packstone and peloidal bioclastic packstone-grainstone are the characteristic facies types of subtidal deposits in the measured section. These facies types comprise relatively abundant involutinids and textularids and the other common fossils like gastropods and dasycladacean algae. They are interpreted to have been deposited in lagoonal, low-energy environments indicating open platform interior conditions due to the high abundance of shallow marine organisms within a micritic matrix. Recrystallization is commonly effective, and the limestones can be partially or totally recrystallized throughout the studied section. Unfossiliferous mudstone facies is characteristic of the intertidal deposits within a restricted lagoonal environment.*

*Biostratigraphic and microfacies studies of the Upper Triassic sediments highlighted a similar succession with Tethyan realm allowing precise biostratigraphic correlations. Paleoecological data obtained from biostratigraphic studies combined with facies characteristics suggests that the Upper Triassic sediments were deposited in a wide carbonate platform environment simultaneously the opening of the southern branch of Neotethys.*

## ORCID

Ayşe Atakul Özdemir  <https://orcid.org/0000-0003-0660-3139>

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktaş, G., and Robertson, A.H.F., 1990. Tectonic evolution of the Tethys suture zone in SE Turkey: evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In: Malpas, J. et Al. (Eds) Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of Symposium, Troodos 1987 Geological Survey Department, Cyprus, 311–328.
- Aktaş, G., and Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin. Geological Society, London, Special Publications, 17, 375–405.
- Al-Shaibani, S.K., Altner, D., Brönnimann, P., Carter, D.J., et Zaninetti, L., 1982. Triasina hantkeni Majzon, 1954 (Foraminifère), dans le Trias supérieur de la Téthys (Europe et Asie). Archive Des Sciences de Genève, 35, 137–142.
- Al-Shaibani, S.K., Carter, D.J., and Zaninetti, L., 1983. Geological and micropalaeontological investigations in the Upper Triassic (Asinepe Limestone) of Seram, Outer Banda Arc, Indonesia. Archive Des Sciences de Genève, 36, 297–313.
- Altner, D., et Zaninetti, L., 1980. Le Trias dans la region de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie: unites lithologiques, micropaleontologie, milieux de. Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia, 86, 705–760.
- Beccaleto, L., Bartolini, A.-C., Martini, R., Hochuli, P.A., and Kozur, H., 2005. Biostratigraphic data from the Çetmi Melange, northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 221, 215–244.
- Çağlayan, M.A., Önal, R.N., Şengün, M., and Yurtsever, A., 1984. Structural setting of the Bitlis Massif. Geology of the Taurus Belt. Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 245–254.
- Chablais, J., Martini, R., Kobayashi, F., Stampfli, G., and Onoue, T., 2011. Upper Triassic foraminifers from Panthalassan carbonate buildups of Southwestern Japan and their paleobiogeographic implications. Micropaleontology, 57, 93–124.
- Chablais, J., Onoue, T., and Martini, R., 2010. Upper Triassic reef-limestone blocks of southwestern Japan: New data from a Panthalassan seamount. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 293, 206–222.
- Ciarapica, G., et Zaninetti, L., 1984. Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias supérieur de la série de la Spezia (Dolomies de Coregna et Formation de la Spezia, nouvelles formations), Apennin septentrional. Revue de Paléobiologie, 117–134.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 1, 108–121.
- Ekmekçi, E., Özkan-Altın, S., Altın, D., Yılmaz, Ö., Erdoğan, K., Şener, S., Coşkun, B., Şenel, ve M., İntek, İ., 2006. Torosların Geç Triyas-Liyas yaşlı istiflerinin foraminifer Biyostratigrafisi ve Mikrofasiyes özellikleri. MTA Rapor No. 10889, 73 s. (yayınlanmamış)
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.
- Gale, L., Kolar-Jurkovšek, T., Šmuc, A., and Rožič, B., 2012. Integrated Rhaetian foraminiferal and conodont biostratigraphy from the Slovenian Basin, eastern Southern Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, 105, 435–462.
- Gazdzicki, A., 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Acta Palaeontologica Polonica*, 44, 109–169.
- Gazdzicki, A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mis. *Acta Geologica Polonica*, 25, 17–120.
- Göncüoğlu, M.C., and Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt., *Geology of the Taurus Belt*. International symposium, Ankara, 237-245.
- Grgasović, T., 1997. Upper Triassic biostratigraphy and algae from Žumberak (Croatia). *Geologica Croatica*, 50, 201–214.
- Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87, 1078–1088.
- İntek, İ., 2002. Foraminiferal and algal biostratigraphy and petrology of the Triassic to Early Cretaceous carbonate assemblages in the Karaburun Peninsula (Western Turkey). *Tez*, 263 s. (yayınlanmamış)
- Kamoun, F., Martini, R., Peybernes, B., and Zaninetti, L., 1994. Micropalaeontological characterization of the “Rhaetian” along the North-South Axis (central Tunisia); comparison with the Rhaetian of the Dorsale and the Saharan Shelf | Characterisation micropalaeontologique du “Rhetien” dans l’axe Nord- Sud (Tunisie cent.” *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 100, 365–382.
- Kamoun, F., Peybernes, B., Martini, R., Zaninetti, L., Vila, J.-M., Trigui, A., et Rigane, A., 1998. Associations de foraminifères benthiques dans les séquences de dépôt du Trias moyen?-supérieur de l’Atlas Tunisien central et méridional. *Geobios*, 31, 703–714.
- Mackintosh, P.W., and Robertson, A.H.F., 2012. Late Devonian-Late Triassic sedimentary development of the central Taurides, S Turkey: Implications for the northern margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 21, 1089–1114.
- Mancinelli, A., Chiocchini, M., Chiocchini, R.A., and Romano, A., 2005. Biostratigraphy of Upper Triassic-Lower Jurassic carbonate platform sediments of the central-southern Apennines (Italy). *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 111, 271–283.
- Márquez, L., Calvet, F., Arnal, I., and Trifonova, E., 1994. Foraminiferal assemblage in the Isabena Formation, southern Pyrenees, Upper Triassic, Spain. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 89, 189–197.
- Martini, R., Vachard, D., Zaninetti, L., Cirilli, S., Cornée, J.-J., Lathuilière, B., and Villeneuve, M., 1997. Sedimentology, stratigraphy, and micropalaeontology of the upper triassic reefal series in Eastern Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128, 157–174.
- Martini, R., Zaninetti, L., Lathuilière, B., Cirilli, S., Cornée, J.J., and Villeneuve, M., 2004. Upper Triassic carbonate deposits of Seram (Indonesia): Palaeogeographic and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206, 75–102.
- Maurer, F., Rettori, R., and Martini, R., 2007. Triassic stratigraphy, facies and evolution of the Arabian shelf in the northern United Arab Emirates. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 765.
- MTA. 2011. 1/100.000 ölçekli Elazığ K-43 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Okay, A.I., and Altın, D., 2007. A condensed mesozoic succession North of İzmir: A fragment of the anatolide-tauride platform in the Bornova Flysch Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 257–279.

- Okay, A.I., Arman, M.B., and Göncüoğlu, M.C., 1985. Petrology and phase relations of the kyanite-eclogites from eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 196–204.
- Okay, A.I., Zattin, M., and Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38, 35–38.
- Perinçek, D., 1990. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2, 21–68.
- Perinçek, D., 1980. Bitlis metamorfizmasında volkanitli Triyas. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 201–211.
- Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 160 Scientific Results. 723–782.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taslı, K., and Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). *Geological Society, London, Special Publications*, 272, 231–270.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Yıldırım, N., Dumitrica, P., and Taslı, K., 2016. Late Triassic rifting and Jurassic–Cretaceous passive margin development of the Southern Neotethys: evidence from the Adıyaman area, SE Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 167–201.
- Schäfer, P., and Senowbari-Daryan, B., 1981. Facies Development and Paleoecologic Zonation of Four Upper Triassic Patch-Reefs, Northern Calcareous Alps Near Salzburg, Austria. In: Toomey, D.F. (Ed.), *European Fossil Reef Models*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 241–259.
- Şengün, M., 1993. Bitlis masifinin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 115, 1–13.
- Tunaboylu, B., Altuner, D., İşintek, I., and Demirci, D., 2014. Foraminiferal biostratigraphy and sequence stratigraphy of peritidal carbonates at the Triassic-Jurassic boundary (Karaburun Peninsula, Western Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 90, 61–76.
- Varol, E., Tekin, U.K., and Temel, A., 2007. Age and geochemistry of middle to late carnian basalts from the alakırçay nappe (antalya nappes, sw turkey): Implications for the evolution of the southern branch of neotethys. *Ofioliti*, 32, 163–176.
- Velić, I., 2007. Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica*, 60, 1–86.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer Verlag, New York.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. *Tectonics*, 12, 1280–1297.
- Yümün, Z.Ü., Kılıç, A.M., Martini, R., Metzger, J., and Tunç, M., 2013. Late Triassic and Lower Jurassic Foraminifera of the carbonate platform of the Beyaz Aladağ Group (Eastern Taurus, Turkey): New stratigraphic implications. *Geobios*, 46, 447–459.
- Zaninetti, L., 1976. Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mesogéens européens et asiatiques. *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 82, 1–258.





**Kuvaterner Yaşlı Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Arazi Verileri ve Bunun Tektonik Önemi, Doğu Pontidler, Türkiye**

*Field Evidence for Southeast Black Sea Fault of Quaternary Age and Its Tectonic Implications, Eastern Pontides, Turkey*

**Mustafa Softa<sup>\*1</sup>, Tahir Emre<sup>1</sup>, Hasan Sözbilir<sup>1</sup>,  
Joel Q.G. Spencer<sup>2</sup>, Mehmet Turan<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Kampüsü, 35390 Buca-İzmir, Türkiye

<sup>2</sup> Kansas State University, Department of Geology, Manhattan, 66502, Kansas, USA

<sup>3</sup> Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kanuni Kampüsü, 61080 Trabzon, Türkiye

Geliş/Received : 12.11.2018 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 22.12.2018 • Kabul/Accepted : 24.12.2018 • Baskı/Printed : 01.01.2019  
Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Doğu Pontidler, Arabistan-Avrasya levhalarının yakınlaşmasından dolayı sıkışmalı fay geçişi (transpressional) içerisinde, 0,5 mm'den fazla bir hızla “push-up” geometrisiyle yükselen aktif bir dağ kuşağıdır. Söz konusu yükselim, Karadeniz'e cephe dağ önlerinde ilk kez bu çalışmada haritalanan ara aşmalı (en échelon) geometrili eğim/verev atımlı normal fay segmentleri tarafından karşılanmaktadır. Yaklaşık 65 km uzunluğunda ve 1 km genişliğinde 9 farklı parçadan oluşan Güneydoğu Karadeniz Fay zonu boyunca yapılan kinematik çalışmalarda eğim açıları 60°-90° ve kayma açıları (rake) 32°-90° arasında değişen ve sahil kesimindeki dağ önlerini denetleyen çok sayıda fay düzlemi ölçülmüştür.

Bu çalışmada varılan sonuçlar, (i) Doğu Pontidler'in kıyı şeridinde gözlenen bu faylanma, başlangıçta  $\sigma_1$ 'in yatay konumlu olduğu sıkışmalı bir ortamda oluşan bindirme fayı ve ters bileşenli doğrultu atımlı faylar nedeniyle kabuk kalınlığını artırdığını ve bunun sonucunda yatayda olan  $\sigma_1$  düşey konuma geçerek eski zayıflık zonlarının normal faylar şeklinde yeniden çalıştığını, (ii) Güneydoğu Karadeniz Fayı olarak tanımlanan bu zayıflık zonunun Kuvaterner'de yüzey faylanmasıyla sonuçlanmış depremler ürettiğini ve bu nedenle Türkiye Diri Fay Haritası'nda “Kuvaterner Fayı” sınıfında değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Pontidler, Güneydoğu Karadeniz Fayı, kinematik analiz, tektonik jeomorfoloji

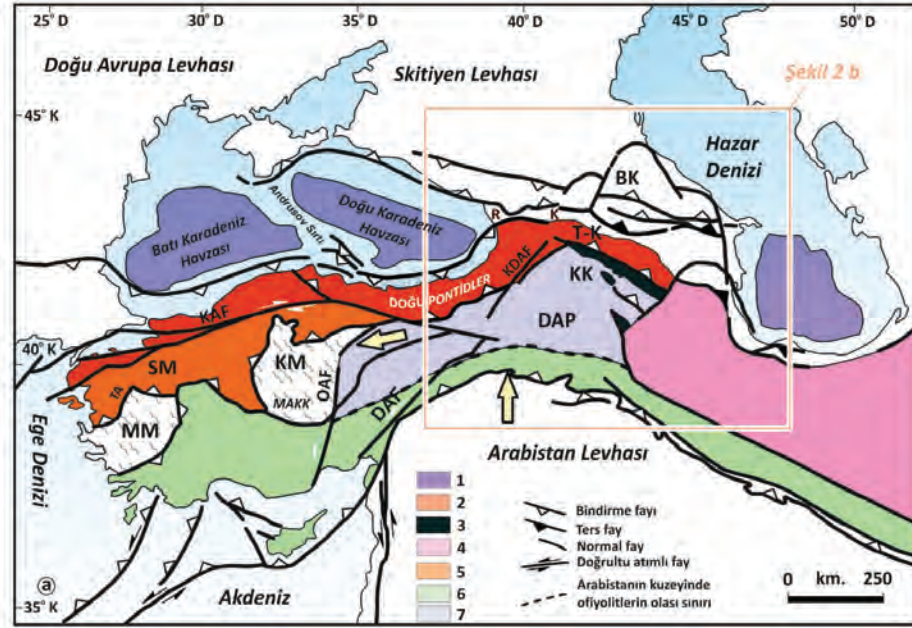
**Abstract:** The Eastern Pontides, which is the under transpressional deformation zone, is an active mountain belt in northern Turkey that has been uplifting at a rate of more than 0.5 mm/year, along with push-up geometry. This uplift is accommodated by the dip/oblique slip normal fault segments of an en-echelon geometry mountain front mapped here for the first time. According to our geological mapping studies, the Southeast Black Sea Fault zone is about 65 km total long and more than 1 km wide and comprises nine fault segments. In the kinematic analysis conducted along the fault zone, fault planes have dip angles between 60°-90° to the north. The measured fault planes have rake angles range from 32° to 90°. Our findings indicate that (i) the faulting observed in the mountain front of the Eastern Pontides, the crustal thickness has increased due to thrust component strike-slip faults formed in a compressive regime where  $\sigma_1$  was horizontal at the initially, as a result of this,  $\sigma_1$  which is the horizontal position went into a vertical position, and lastly the former weakness zones were re-activated as normal faults, (ii) this weakness is defined as an Southeast Black Sea Fault that produces earthquakes have resulted in surface rupture in the Quaternary and therefore this fault should be considered in the class of “Quaternary Fault” in Turkey's active fault maps.

**Keywords:** Eastern Pontides, kinematic analysis, Southeast Black Sea Fault, tectonic geomorphology

## GİRİŞ

Güneyden Güneydoğu Karadeniz Fayı ile sınırlanan Karadeniz havzası; Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içerisinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) kuzeyinde, Kuzey Doğu Anadolu Fayı'nın (KDAF), (Ketin, 1969) kuzeybatısında yer alır (Şekil 1). Birbirlerinden farklı jeolojik, tektonik özellikler sunmasından dolayı Karadeniz Havzası'nın güneyi Pontidler olarak bilinen ve batı, orta ve doğu Pontidler olmak üzere üç ana bölüme ayrılan Karadeniz dağ kuşağı ile temsil edilir (Yılmaz vd., 1997). Batı ve Orta Pontidler'de

KAF'na verev olarak gelişen birçok diri ve diri olabilecek fay setleri tanımlanmıştır (Emre vd., 2013), (Şekil 2a). Yapılan tektonik modellemelerde bindirme-ters bileşenli olan bu fayların KAF'a bağlandığı ve bölgenin kuzey yönlü sürüklendiği önerilmektedir (Yıldırım vd., 2011, 2013). Buna karşın Doğu Pontidler, güneybatıdan KAF, güney-güneydoğudan KDAF ve Borjomi-Kazbegi Fayı (Philip vd., 1989) ve kuzeyinden Karadeniz Fayı (Eyüboğlu vd., 2016) ile sınırlı olmasına rağmen, Doğu Pontidler'de diri bir fay varlığından söz edilmemektedir (Şekil 2a, b, c).



**Şekil 1.** Anadolu'nun ve Kafkasların genel hatlarıyla jeoloji haritası (Sosson vd., 2016; Hässig vd., 2016; Rolland vd., 2016'dan değiştirilerek). KAF: Kuzey Anadolu Fayı, OAF: Orta Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, BK: Büyük Kafkaslar, KK: Küçük Kafkaslar, T-K: Trans Kafkaslar, KM: Kırşehir Masifi, MM: Menderes Masifi, SM: Sakarya Kıtası, MAKK: Orta Anadolu Kristalin Kayalar, DAP: Doğu Anadolu Platosu, R-K: Rioni Kura Havzası, 1: Olası Okyanus Kabuğu, 2: Pontidler, Somkheto-Karabakh, 3: Ofiyolitler, 4: İran Yığılma Karmaşığı (Eo-Kimmeriyen), 5: Sakarya Yığılma Karmaşığı, 6: Likya Napları, Ofiyolitler, Arabistan birimleri, 7: Torid, Anatolid, Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı.

**Figure 1.** General geological map of the Anatolia-Caucasus region, after Sosson et al. (2016), Hässig et al. (2016) and Rolland et al. (2016) with modifications. NAF: North Anatolian Fault, OAF: Central Anatolian Fault, EAF: East Anatolian Fault, GC: Greater Caucasus, LC: Lesser Caucasus, T-C: Trans Caucasus, KM: Kirsehir Massif, MM: Menderes Massif, SM: Sakarya Massif, MAKK: Central Anatolian Crystalline Complex, DAP: East Anatolian Block, R-K: Rioni Kura Basin 1: Suspected Oceanic Crust, 2: Pontides, 3: Ophiolites, 4: Iran Accreted Terrane (Eo-Cimmerian), 5: Sakarya Accreted Terrane, 6: Lycian Nappes, Ophiolites, Peri Arabic Units, 7: Taurides, Anatolides, East Anatolian Accreted Terrane.

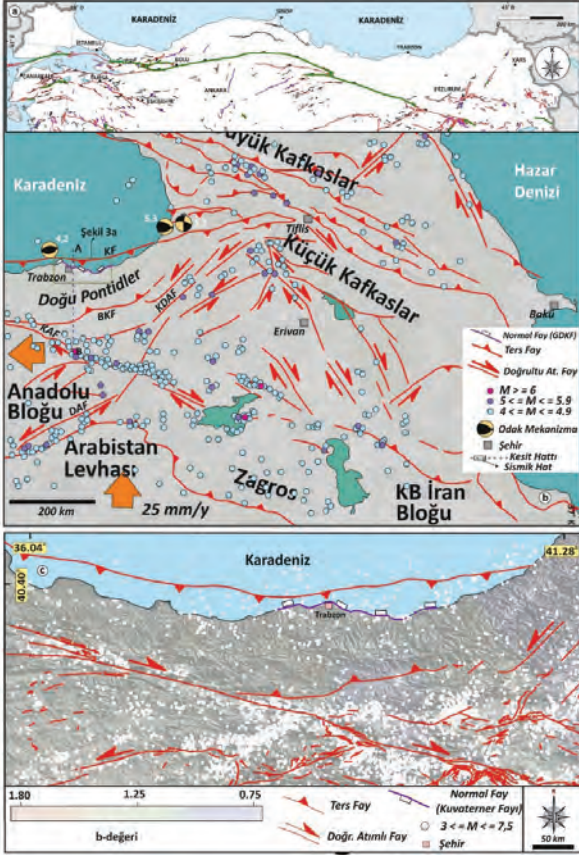
Doğu Pontidler'in aktif tektoniğinin yanında, tektonik özellikleri hakkında deniz içerisindeki sismik veri de kısıtlıdır. Şimdiye kadar yapılan sismik profil verilerinde, Doğu Pontidler'in kuzey kesiminde, deniz içerisinde güneye eğimli bir ters fay saptanmış, bu fayı kesen sağ yönlü doğrultu atımlı fay, Trabzon Fayı olarak adlandırılmıştır (TPAO, 2010; Nikishin vd., 2015). Karadeniz içerisinde, bu fay zonunda oluşan ve odak mekanizma çözümleri verev atımlı ters faya karşılık gelen güncel depremler ( $M_w$ : 5,5,  $M_w$ : 5,3 ve  $M_w$ : 4,2) söz konusu ters fayın günümüzde aktif olduğu düşüncesini ön plana çıkarmaktadır (Softa vd., 2018), (Şekil 2b).

Son yıllarda yapılan çalışmalarda Yılmaz (2017); Softa vd., (2018) Doğu Pontid ve yakın çevresinin kıyı kesiminin normal faylar tarafından denetlendiği vurgulanmıştır. Softa vd., (2018) Trabzon-Rize arasında haritalanan parçalarda morfometrik analiz çalışmaları yaparak her bir parçanın görelî olarak yüksek derecede aktif olduğu ve bölgenin yılda 0,5 mm'den daha fazla bir hızda yükseldiğini belirtmiştir. Ancak Doğu Pontidler'de gözlenen bu fayların, tektonik anlamı, deformasyon deseni, kinematik özellikleri, KAF ve KDAF ile etkileşimi, deniz seviyesi değişimi ve bölgesel yükselime etkisi; jeomorfolojik verilerin dışında yapısal, kinematik, paleontolojik ve radyometrik veri eksikliği nedeniyle henüz çalışılmamıştır. Bu çalışma kapsamında; Doğu Pontidler'in Kuvaterner döneminde maruz kaldığı aktif tektonik deformasyonun yapısal,

kinematik ve radyometrik verilerle saptanması hedeflemiştir. Bu doğrultuda, (i) sıkışmalı fay geçişi (transpressional region) içinde yer alan Doğu Pontidler'in kıyı bölümünde gözlenen normal fayların deformasyon mekanizması, (ii) Güneydoğu Karadeniz Fayı (GDKF) olarak adlandırılan bu fay zonunun kimliği ilk kez aydınlatılmıştır.

## YÖNTEM

2012-2018 yılları arasında Trabzon-Rize çevresinde gerçekleştirilen çalışmalarda bölgenin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak bölgede Kuvaterner yaşlı çökelleri kesen, GDKF ve bölgedeki diğer faylar haritalanmıştır. Elde edilen verileri değerlendirmek üzere büro çalışmalarında, 30 metre çözünürlüklü SRTM verileri (<http://earthdata.nasa.gov>) ArcGIS programında işlenerek Trabzon ve yakın çevresinin detaylı 3 boyutlu sayısal yükselik modeli oluşturulmuştur. Bu model üzerine arazide faylar üzerinde toplanan kinematik veriler FaultKin Win (<http://www.geo.cornell.edu>) programında işlenerek fayların stereografik görüntüleri elde edilmiştir. Arazi çalışmaları esnasında 1/23000 ölçekli hava fotoğrafları, elde edilen tüm verilerin görselleştirilmesinde CorelDraw X5 programı kullanılmıştır. Koordinatlandırma işlemlerinde Evrensel Enlem Merkatörü (UTM) 37. bölge ve ED 50 koordinat sistemi esas alınmıştır.



**Şekil 2.** a) Kuzey Türkiye'nin diri fay haritası (Emre vd., 2013). b) Doğu Pontidler'in ve yakın çevresinin neotektonik haritası (Tsereteli vd., 2016; Avagyan vd., 2010 ve TPAO, 2010'dan birleştirilerek ve değiştirilerek). c) Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın diri fay haritasındaki konumu ve çalışma alanı ve yakın çevresinin 1940-2018 yılları arasındaki deprem aktivitesine göre üretilen b-değerlerinin bölgesel dağılımı (Maden ve Öztürk, 2015'den değiştirilerek). Faylar Avagyan vd., (2010); Emre vd., (2013); Tsereteli vd., (2016)'dan derlenmiştir. Haritalar üzerindeki depremler Uluslararası Sismoloji Merkezinden derlenmiştir. KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, KDAF: Kuzeydoğu Anadolu Fayı, BKF: Borjomi-Kazbegi Fayı, KF: Karadeniz Fayı.

**Figure 2.** a) Active Fault maps of N. Turkey (Emre et al., 2013). b) Simplified neotectonic map of Eastern Pontides and nearest region (modified from Tsereteli et al., 2016; Avagyan et al., 2010 and TPAO, 2010). c) The location of the Southeast Blacksea Fault in the active fault map of Turkey and seismicity of studied region and its vicinity between 1940-2018. Regional distribution of b-value for studied and nearest region

(after the Maden and Öztürk, 2015). The faults are compiled from and Avagyan et al. (2010); Emre et al. (2013); Tsereteli et al. (2016), respectively. Earthquake distributions are compiled from the ISC catalogue. KAF: North Anatolian Fault, DAF: East Anatolian Fault, KDAF: Northeast Anatolian Fault, BKF: Borjomi-Kazbegi Fault, KF: Blacksea Fault.

## TEKTONİK VE JEOLJİK ÖZELLİKLER

### Doğu Pontidler'in Aktif Tektoniği

Güneyden KAF ve Borjomi-Kazbegi Fayı (BKF), güneydoğudan KDAF ile sınırlanan Doğu Pontidler'de yapılan çalışmalarda, günümüzde halen Arabistan Levhası ile Avrasya Levhasının birbirlerine doğru ilerlemesinden dolayı Doğu Pontidler'in sıkışma zonu içinde kaldığı ve kabuk kalınlığının 42-46 km'ye kadar yükseldiğini göstermektedir (Şengör, 1981; Gök, vd., 2016; Yılmaz, 2017). Doğu Pontidler'in bu yükselime eşlik eden faylardan Karadeniz ile KAF arasında kalan bölgede aktif faylardan KDAF ve bu faya ait ters fay bileşenli segmentler bulunmaktadır (Şekil 2b ve 2c). Bu faylardan KDAF, KAF hattının antitetiği olarak tanımlanmıştır (Bektaş vd., 2001). Yaklaşık KD uzanımlı ve sol yönlü doğrultu atımlı olan KDAF, Bayburt ve yakın çevresinde iç bükey geometriye sahip kuzey yönlü bindirme karakterindedir (Koçyiğit vd., 2001). Pontidler'in yükselime eşlik eden faylardan biri olan yaklaşık 250 km uzunluğundaki Borjomi-Kazbegi Fayı (BKF), KDAF'a bağlı aktif bir olarak kabul edilmektedir (Westaway, 1994). KDAF ile BKF arasındaki birleşime yaklaşık 400 km uzunluğundaki güneye eğimli ters fay olan ve sismik kesitlerde rampa-düzlük yapısı gösteren Karadeniz Fayı (KF) eşlik etmektedir (Şekil 2b). Doğu Pontidler'de yükselmeyi karşılayan ters fayların yanında, Pontidler'in kıyı kesimlerinde kuzeye doğru eğimlenen birçoğu listrik geometride normal fay da tanımlanmıştır (Yılmaz, 2017). Bu fayların, K-G yönlü sıkışmayla yükselen Pontidler'in morfolojisinin dengelenmesine bağlı olarak oluştuğu düşünülmektedir. Kıyı



morfolojisini ve dağ önlerini denetleyen normal faylar aynı zamanda sismik kesitlerde de kendini göstermektedir. Bunun yanında, sismik kesitlerde Rize dolaylarında Miyosen'den genç kayaları etkilemiş olan ters bir fay da saptanmıştır (Robinson vd., 1995). Bölgede deniz içerisindeki faylarda gelişen 5,5; 5,3 ve 4,2 büyüklüğündeki depremler ters faya bağlı odak mekanizma çözümü vermektedir (Şekil 2b ve 2c).

### **Doğu Pontidler'in Jeolojisi**

İlk kez Hamilton (1842) tarafından adlandırılan ve Alp Himalaya Dağ Kuşağı'nın orta bölümünü oluşturan Doğu Pontidler, Tetis okyanusunun parçası olarak Doğu Karadeniz Dağ Kuşağı içinde yaklaşık 500 km uzunluk ve 200 km genişlikte, D-B yönünde uzanır.

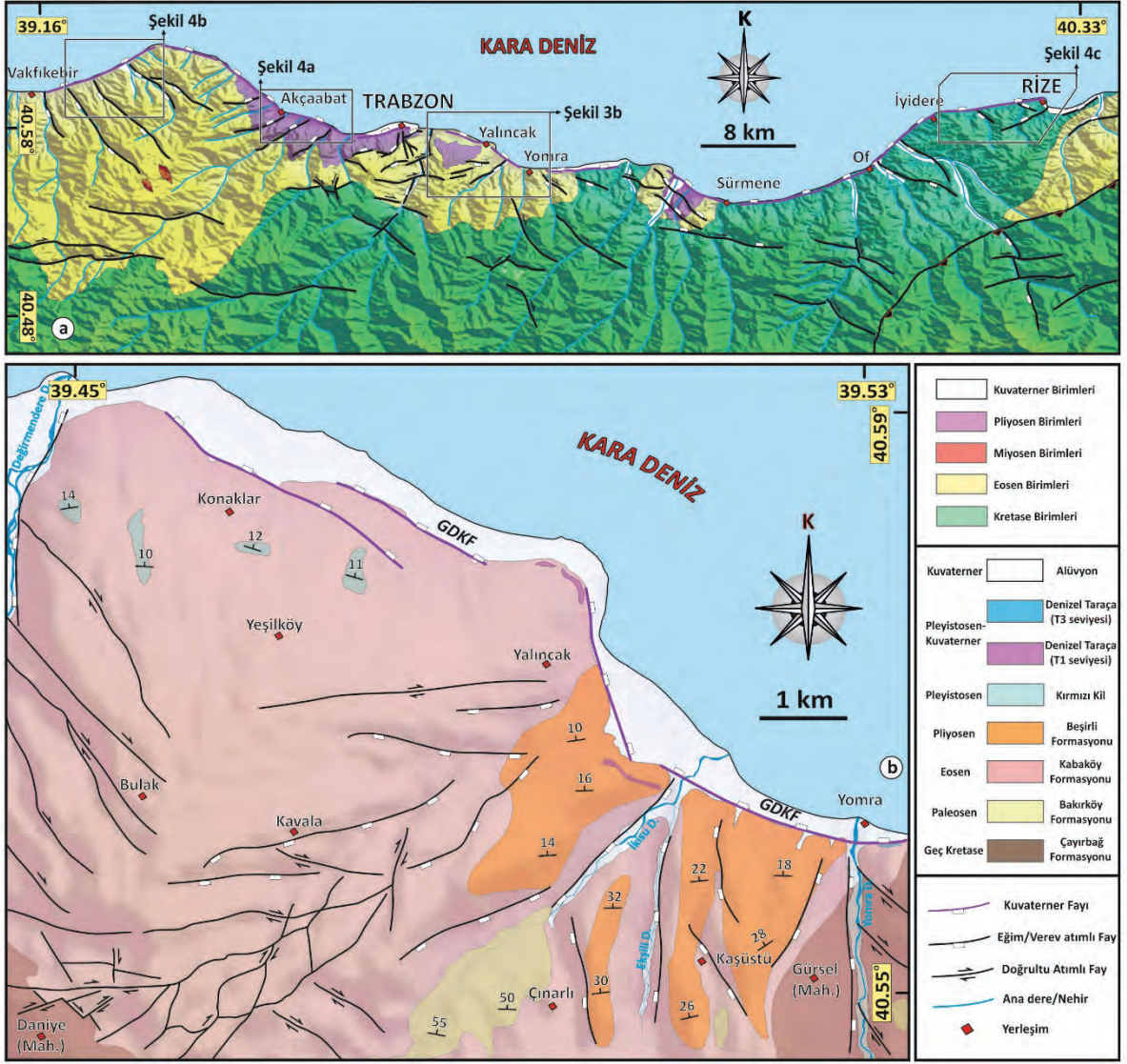
Doğu Pontidler'in bölgesel jeodinamik modeli konusunda farklı görüşler ortaya konmuştur. Adamia vd., (1977), Ustaömer ve Robertson (1996), Doğu Pontidler'in Paleozoik'ten Eosen sonuna kadar, kuzey yönde dalan bir levhadan oluştuğunu savunur. Buna karşın Doğu Pontidler'in kuzeyinde Paleotetis okyanusunun varlığından söz eden Şengör ve Yılmaz (1981), Paleozoik'ten Eosen'in sonuna kadar önce güney sonra kuzey olmak üzere iki farklı yitim yönü belirtir. Diğer modelde; Karadeniz'in, Tetis okyanusunun kalıntısı olduğunu ifade eden Dewey vd., (1973), Chorowics vd., (1998), Bektaş vd., (1999), Eyüboğlu vd., (2006, 2007, 2011), Paleozoik'ten Eosen sonuna kadar kesintisiz olarak güney yönlü bir yitim olduğunu belirtirler.

Doğu Pontidler, birçok araştırmacı tarafından, tektonik, magmatik, sedimantolojik özelliklerine göre farklı kuşaklara ayrılmıştır. Özsayar vd., (1981) tarafından Kuzey ve Güney kuşak olmak üzere ikiye ayrılan Doğu Pontidler'i, Bektaş ve

diğ., (1995) ile Eyüboğlu vd., (2006, 2007), Kuzey, Güney ve Eksen Kuşağı olarak üçe ayırmaktadır. Bu ayrım D-B, KD-GB, KB-GD uzanımlı fay zonları ile sağlanır. Kuzey kuşak volkanik ve granitik kayaçlarca zengin (Şekil 3a), Güney kuşak'ta metamorfik masifler, granitik kayaçlar ve baskın olarak tortul kayaçlar yer alır. Eksen kuşağı, üst manto peridotitleri ve olistrostromal melanj ile karakterize edilir.

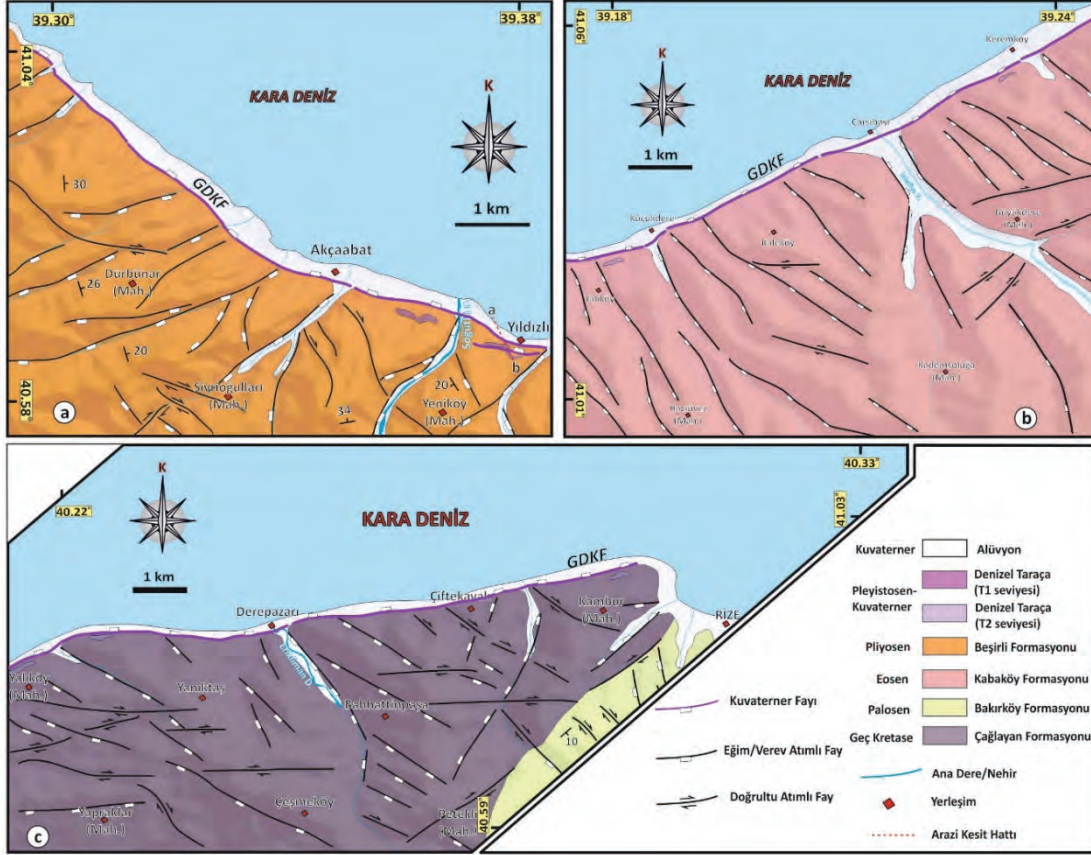
Doğu Pontid Kuzey Kuşağı, Paleozoyik yaşlı şist, fillit ve metavolkanik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı volkanik (bazalt, andezit, piroklastikler ve tüf) ve granitik sokulum (granotoyid, granit ve granodiyorit); Pliyosen yaşlı kırıntılı ve karbonat (çoğunlukla kumtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı) gibi kayalardan oluşmaktadır (Şekil 3b ve Şekil 4). En genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ve taraçalar çoğunlukla faylarla denetlenen dağ önlerinde gözlenmektedir.

1800'lü yıllardan günümüze kadar çalışılan, Pleyistosen-Holosen yaşlı taraçalar çalışma alanının genç birimlerini oluşturmaktadır (Hamilton, 1842; Oswald, 1906; Karajıyan, 1920; Ardel, 1943; Erol, 1952; Semerci, 1990; Solmaz, 1990; Yılmaz vd., 1998; 2005, Keskin, 2007; Keskin vd, 2011; Aytaç, 2012). Çoğunlukla hâkim litolojileri başlıca kum, çakıl boyutunda bazalt, andezit ve kireçtaşı parçalarından oluşmakta ve altındaki birimleri uyumsuz olarak üzerlemektedir. Çalışma alanında Trabzon-Rize sahil kesimi boyunca  $27 \pm 2$ ,  $37 \pm 3$  ve  $59 \pm 4$  metre olarak üç farklı yükseltide haritalanan denizel taraçalarda ilk kez yapılan OSL (*Optical Stimulated Luminescence*) tekniği ile tarihlendirme çalışmaları sonucunda; yaşlar sırasıyla  $8,3 \pm 2,5$  by (bin yıl),  $42 \pm 1,8$  by ve  $78,3 \pm 6,1$  by) olarak bulunmuş ve ulusal ve uluslararası kongrelerde sunulmuştur (örn. Softa vd., 2016; Softa vd., 2017), (Şekil 5). Yaşlarla ilgili ayrıntılı bilgi Softa (2018)'de bulunmaktadır.



**Şekil 3.** a) Çalışma alanının jeoloji haritası (Güven, 1993’den değiştirilerek). Sayısal yükseklik modeli SRTM 30 m. çözünürlüklü uydu görüntülerinden üretilmiştir. b) Yalıncağ bölgesinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası, GDKF: Güneydoğu Karadeniz Fayı.

**Figure 3.** a). Geological map of the studied region, after Güven (1993) with modifications. Hillshade generated from SRTM-30m (Shuttle Radar Topography Mission) data available at <http://earthdata.nasa.gov> b) Detailed geological map of the Yalıncağ and nearest region, GDKF: Southeast Blacksea Fault.



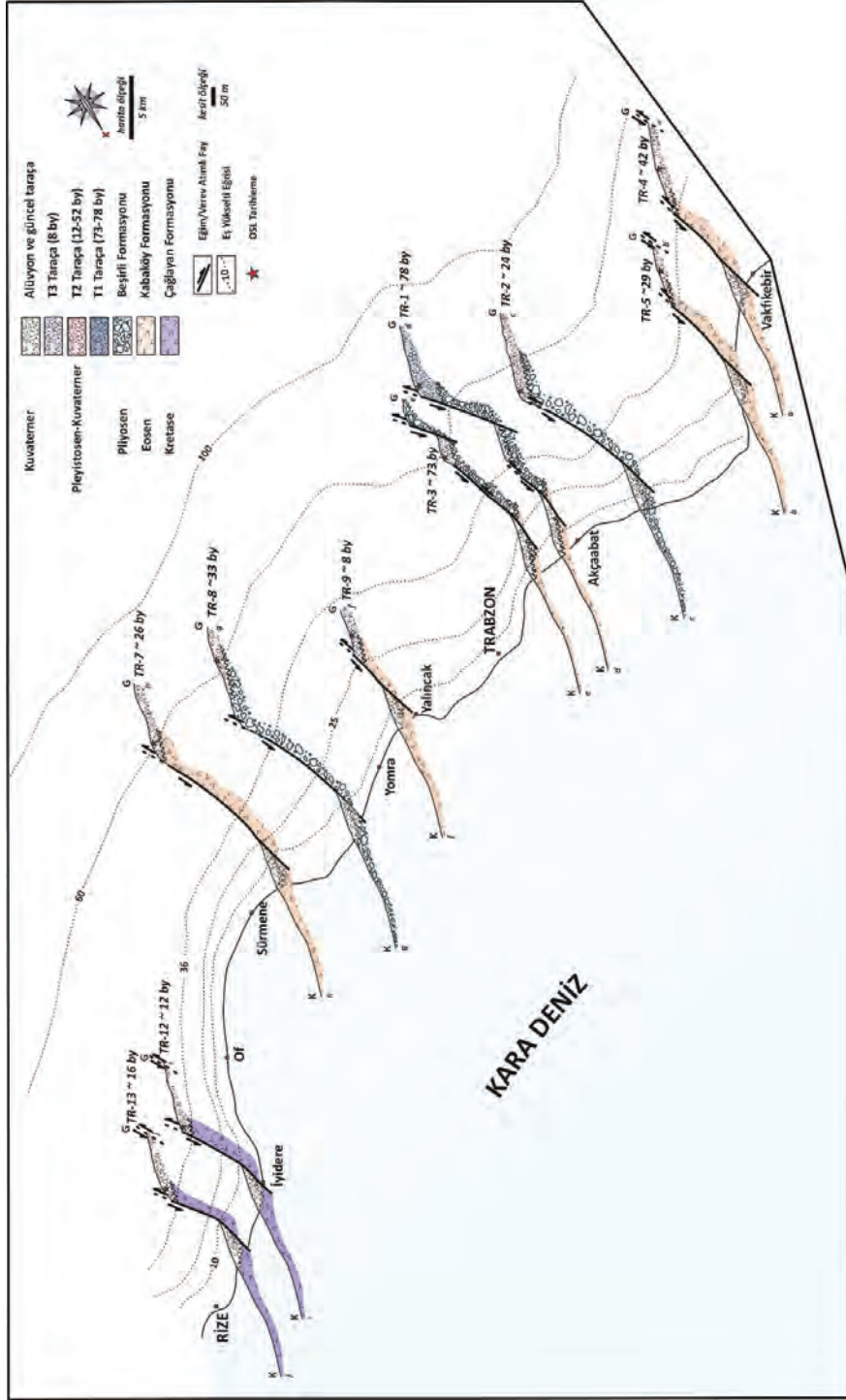
Şekil 4. Trabzon-Rize arasında gerçekleştirilen a) Trabzon-Akçaabat, b) Trabzon-Çarşıbaşı, c) Rize-Derepaşarı ve yakın çevresinde özellikle kıyı kesimine ait 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları, GDKF: Güneydoğu Karadeniz Fayı.

Figure 4. Detailed geological map of the a) Trabzon-Akçaabat and nearest region, b) Trabzon-Çarşıbaşı and nearest region, c) Rize-Derepaşarı and nearest region, GDKF: Southeast Blacksea Fault.

### Güneydoğu Karadeniz Fayı

Güneydoğu Karadeniz Fayı (GDKF) adı, bu çalışmada, Trabzon ile Rize arasındaki Karadeniz'in güney kıyısına paralel bir şekilde uzanan ve bu çalışmada ilk kez tanımlanan faya uygulanmıştır. GDKF kuzeye doğru eğimli, listrik geometriye sahip verev ve eğim atımlı normal parçalarından yapıları 65 km uzunluğundaki bir faydır (Şekil 6 ve Şekil 7). Bu faylar tüm doğu Karadeniz güney kıyısı boyunca sahil kesiminde izlenebilmektedir. Birbirleriyle ara aşmalı geometriye sahip olan ve eğim açıları 60°-90° arasında değişen bu fay parçalarının benzer şekilde

Giresun ve yakın çevresindeki sahil kesiminde de gözlemlendiği bilinmektedir (Yılmaz 2017). Fay düzlemleri üzerinde yapılan incelemelerde, fayların çiziklerinin sapma açıları 32°-90° derece arasında dağılım sunmakta ve üzerlerindeki çizik ve kertikler, fayın tavan bloğunun eğim aşağı yönde hareket ettiğine işaret etmektedir (Şekil 8 ve Şekil 9). Fayın yükselen bloğunda K-G yönlü, D-B, KD-GB ve KB-GD gidişli akarsular, Doğu Karadeniz sahil kesiminde dağ önlerinde gözlenen faylara verev ve dik olarak gelişen ve göreceli olarak daha yaşlı olan verev/eğim atımlı ve doğrultu atımlı fayların oluşturduğu zayıflık zonlarını izlemektedir.

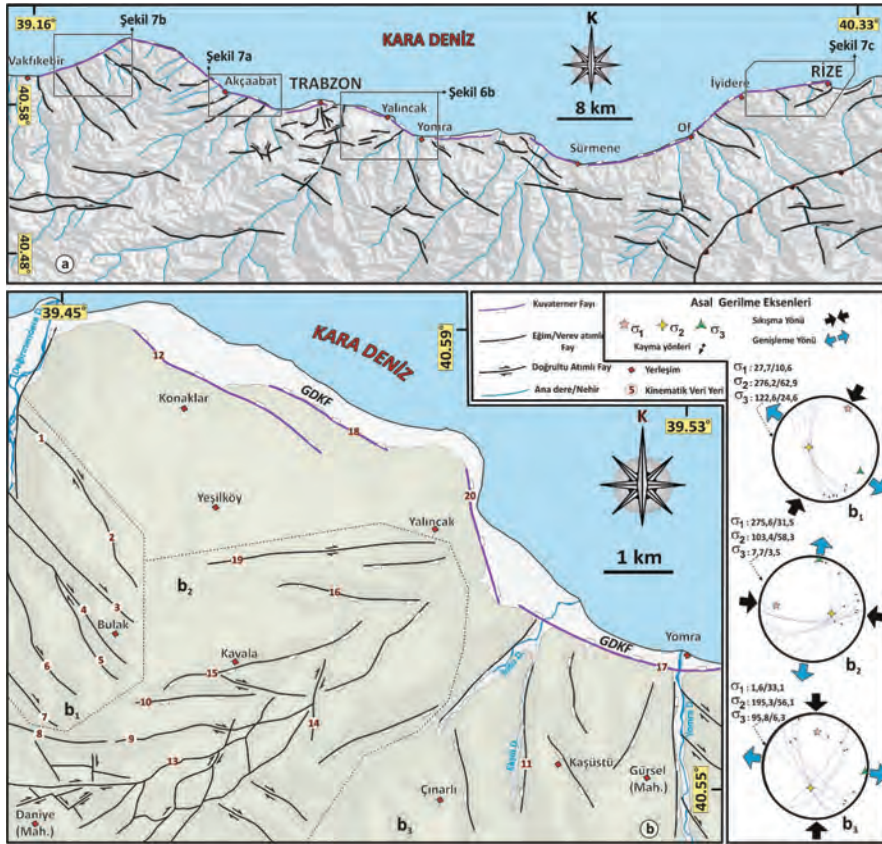


Şekil 5. Trabzon-Rize arasında yer alan üç farklı yükselteli denizel taraçaların Güneydoğu Karadeniz Fayı boyunca karşılaştırıldığı enine kesitler.

Figure 5. The cross-sections of uplifted marine terraces between Trabzon and Rize that are compared along the Southeast Blacksea Fault.

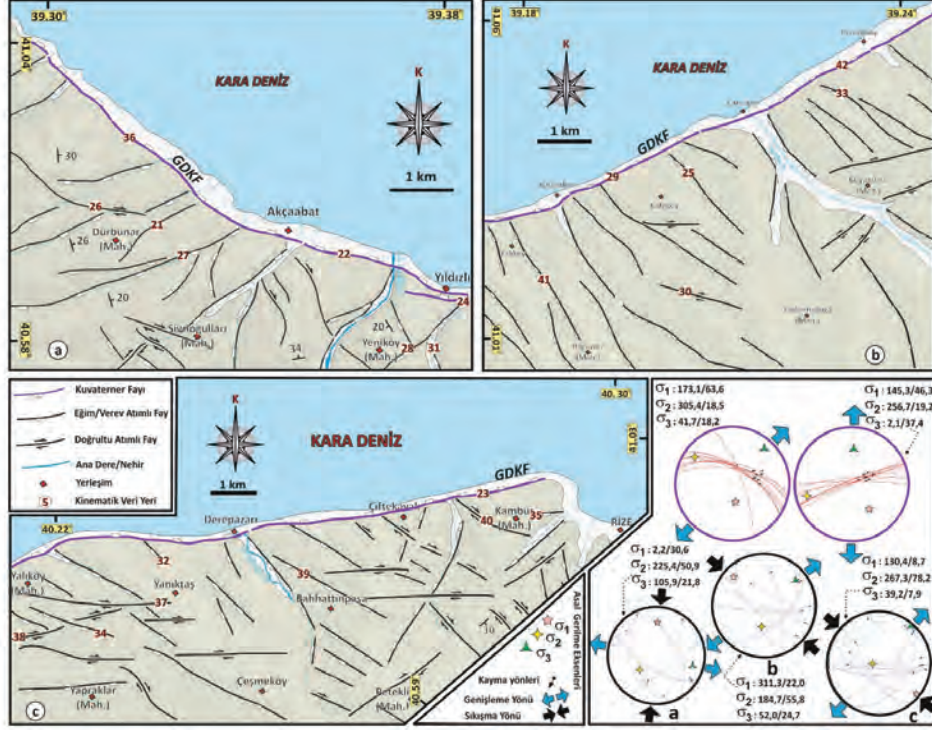
Güneydoğu Karadeniz Fayı boyunca yapılan kinematik analizlerde bölgede etkin olan son deformasyon fazına ait asal gerilme eksenleri tespit edilmiştir. Fay zonu boyunca toplanan değerler Faulktinwin programında değerlendirilmiş ve fayları oluşumundan sorumlu olan asal gerilmelerin konumları en büyükten en küçüğe ( $\sigma_1$ - $\sigma_3$ ) doğru sırasıyla; 145,3/46,3-173,1/63,6; 256,7/19,2-305,4/18,5; 2,1/37,4-41,7/18,2 arasında değiştiği saptanmıştır. Toplanan veriler değerlendirildiğinde fayı oluşturan paleostress yönleri açılma ile ilişkili yaklaşık KKD-GGB uzanımlıdır (Şekil 7).

Aynı zamanda, GDKF'nın taban bloğunda haritalanan ve görece olarak daha yaşlı olan ve farklı uzanımlardaki doğrultu atımlı fayların ve eğim/verev atımlı fayların kinematik analizleri sonucunda asal gerilmelerin konumlarından elde edilen veriler, bölgenin yaklaşık K-G ve KB-GD uzanımlarında sıkışma ilişkili olduğunu göstermektedir (Şekil 6b ve 7). Paleostress verilerine göre, fayın yükselen bloğunda kalan KD-GB uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı faylar K-G yönlü sıkışmayı karşılayan yırtılma fayları olarak değerlendirilebilir. Benzer yapılar Doğu Karadeniz havzasının derin sismik kesitlerinde de saptanmıştır (TPAO, 2010; Nikishin vd., 2015).



Şekil 6. a) Çalışma alanında özellikle kıyı kesiminde gözlenen faylar. b) Yalincak bölgesinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin paleostres analizi, GDKF: Güneydoğu Karadeniz Fayı. Sayısal yükseklik modeli SRTM 30 m. çözünürlüklü uydu görüntülerinden üretilmiştir.

**Figure 6.** a) Tectonic map of the studied region. b) Detailed tectonic map and kinematic and paleostress analysis of the Yalincak and nearest region, GDKF: Southeast Blacksea Fault. Hillshade generated from SRTM-30m (Shuttle Radar Topography Mission) data available at <http://earthdata.nasa.gov>.



**Şekil 7.** Trabzon-Rize arasında a) Trabzon-Akçaabat, b) Trabzon-Çarşıbaşı, c) Rize-Derepaşarı ve yakın çevresinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin paleostres analizi, GDKF: Güneydoğu Karadeniz Fayı. Paleostres analizlerinde mor renkli çerçeve, Kuvaterner Faylarını gösterirken, siyah renkli ise daha yaşlı olan fayları simgelemektedir.

**Figure 7.** Detailed tectonic map and kinematic and paleostress analysis of the a) Trabzon-Akçaabat and nearest region, b) Trabzon-Çarşıbaşı and nearest region, c) Rize-Derepaşarı and nearest region, GDKF: Southeast Blacksea Fault.

## TARTIŞMA

### Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Deformasyon Mekanizması

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda, Doğu Pontidler ve onun güney ve kuzey sınırları boyunca gözlenen ters fayların, batıda KAF, doğuda KDAF ile ilişkili olduğu vurgulanmıştır. Bu ilişkiye göre, Doğu Pontidler “push-up” yapısı olarak kabul edilmektedir (Yılmaz, 2017; Softa vd., 2018). Bilindiği gibi, sıkışmalı alanların yükselim modellemelerinde, “push-up, pop-up ve ekstrüzyon kaması” gibi geometrik modeller en sık görülenler arasındadır (Ring ve Reischmann, 2002; Giaconia vd., 2012). Buna göre, “Push up” yapısı boyunca görülen sağ yönlü doğrultu atım

bileşenli verev atımlı ters faylar, kabuk ölçeğinde kısaltmaya neden olmaktadır. Doğu Pontidler’in tektonik yapısı göz önünde alındığında; ileri sürülen tektonik senaryo, aşamalı olarak yükselen Pontid dağ kuşağının Karadeniz Fayı ve Borjomi-Kazbegi Fayı (ters faylar) sonucunda yükseltildiği ve zamanla ağırlaşan yer kabuğunun burun kısımlarından normal faylanmayla çökmesi ile açıklanabilir (Kurushin vd., 1997; Bull, 2007; Softa vd., 2018). Önerilen bu mekanizmada, ana bindirme fayı boyunca kuzeye yükselerek ilerleyen Doğu Pontidler’in Karadeniz’e kıyısı olan cephelerde normal faylanma şeklinde gelişen gravitasyonel çökmeye neden olduğu düşünülmektedir. Birçok araştırmacı bu mekanizmayla ilgili analog modelleme yapmıştır

(Mulugeta ve Sokotis, 2003; Bonini vd., 1999; 2000; Maillot ve Koyi, 2006; Persson, 2001; Persson ve Sokoutis, 2002; Beaumont vd., 1994; 1996; Merle ve Abidi, 1995). Analog modellemelerde, rampa-düzlük yapısı gösteren düşük açılı ters fayın tavan bloğunda yükselime ve sürüklenmeye bağlı olarak ters fayların geliştiğini, bu yükselimin ve sürüklenmenin ilerleyen aşamalarında özellikle rampa-düzlük geometrisinin düzlük bölümlerinde oluşan ters fayların zamanla yeniden harekete geçerek normal faylanmaya dönüştüğü belirtilmektedir (Şekil 10).

Kinematik veriler, rampa-düzlük geometrisi gösteren Karadeniz Fayı'na bağlı olarak Doğu Pontidler'deki ters fayların oluşumunun, başlangıçta  $\sigma_1$ 'in yatay konumlu olduğu durumda gerçekleştiğini göstermektedir. Buna göre, rampa-düzlük etkisinde Doğu Pontidler'in hareketi sırasında kabuk kalınlaşmış ve özellikle çalışma alanının Karadeniz'e cephe olan kısımları çökmeye başlamıştır. Bu aşamada yükselmeye ve ilerlemeye bağlı olarak ağırlığın etkisiyle yatayda olan  $\sigma_1$ 'in düşey konuma gelmesi, çalışma alanında yeni fayların oluşması veya ters fayların yeniden aktif duruma geçerek normal faylanmayı oluşturmasını sağlamıştır (Şekil 10). Bu faylar, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO, 2010) ve Gündüz (2015)'ün Trabzon-Rize arasında yaptığı çalışmalarda derin sismik kesitlerde saptadıkları kuzeye eğimli normal faylar ile uyum içerisindeydi.

### **Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Yaşı**

Fayların yaşlarının saptanmasında göreceli olarak tarihleme en sık kullanılan yöntemdir. Göreceli yaş tayinleri fayların kestiği birimlerin mutlak yaşlarına göre, bağlı olarak fayların yaşlandırılmasına dayanır. Alüvyon, taraça, buzul çökeltileri gibi genç çökellerin yaşlarına bağlı olarak fayları yaşları hakkında yaklaşımda bulunulması Amerika, İngiltere, Almanya, İran, Çin ve Türkiye'de başarıyla uygulanan yöntemlerin başında gelir (Fattahi vd., 2006; Frankell vd., 2010; Özkaymak vd., 2011; Akçar

vd., 2012; Chen vd., 2012; Mozafiri vd., 2016). Bu yöntemde özellikle genç birimler  $^{14}\text{C}$ , OSL, ESR, kozmojenik gibi dolaylı ve paleontoloji gibi doğrudan yöntemlerle tarihlendirilir. Taraçalar gibi genç çökellerde uygulanan yaşlandırma teknikleri, içlerinde barındırdıkları organik materyal içeriğine ve türüne bağlı olarak değişiklik göstermekte ve sıklıkla  $^{14}\text{C}$  veya OSL yöntemi tercih edilmektedir. Buna göre, Trabzon-Rize arasında üç farklı yükseltide kısıtlı yerlerde dağılım gösteren taraçaların oluşum zamanları, OSL tarihleme yöntemi kullanılarak saptanmış ve 8 by ile 78 by arasında tarihlendirilmiştir (Softa vd., 2017; Softa, 2018). Özellikle Trabzon (Yıldızlı, Söğütlü, Yalınca) yakınlarında haritalanan en yaşlı taraça seviyelerinde (T1) gerçekleştirilen gözlemler, taraçaların Güneydoğu Karadeniz Fayı tarafından kesildiğini ve yaşının da 78 by'dan daha genç olduğunu göstermektedir (Şekil 11). Aynı şekilde T2 ve T3 seviyeleri Trabzon-Rize arasında kuzeye doğru eğimli faylarla kesilmiş bir görünüm sunmaktadır. Bu durum aneşlon geometri sergileyen Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Kuvaterner döneminde yüzey faylanması oluşturacak depremler ürettiğine işaret etmektedir. Yapılan tektonik jeomorfoloji tabanlı çalışmalar (Softa vd., 2018), dokuz farklı parçadan oluşan Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın her parçasının da görel olarak aktif sınıfta yer aldığı ve fayın görel olarak batıya doğru gençleştiğini göstermektedir. Jeomorfolojik olarak bakıldığında, Doğu Pontidler'in kıyı kesiminde, Güneydoğu Karadeniz Fayı önünde taban bloğunun hızlı yükselimi sonucu gelişen ve diri normal faylanmanın jeomorfolojik göstergesi olan orta-iyi derecede korunmuş üçgen yüzeyler yoğun olarak gözlenmektedir (Softa vd., 2018). Akarsuların boyuna profilleri incelendiğinde ani eğim değişikliklerinin görülmesi, bu değişikliklerin özellikle kıyıya yakın bölümlerinin normal faylarla kesildiği alanlarına karşılık geldiğine işaret etmektedir (Softa vd., 2018). Sahil kesimi boyunca arazi kesitlerinde de taraçalar, normal faylarla kesilmekte ve ötelenmektedir (Şekil 11).



**Şekil 8.** Trabzon-Rize arasında yer alan eğim/verev atımlı normal faylara ait kinematik gözlemler. a-b: Eosen yaşlı volkanik birimler üzerinde sahil boyunca devam eden eğim atımlı yüksek açılı normal faylar (82100D/35160K), c-d: Eosen yaşlı volkanik birimler üzerinde yüksek açılı eğim atımlı normal faylar (63301K/28154D), e-f: yeşil renkli Eosen yaşlı volkanik spilitleri kesen verev atımlı normal faylar (60880D/28670K).

**Figure 8.** Field photographs and kinematic observations of the dip slip/oblique slip normal fault between Trabzon-Rize region. a-d) well exposed slickensides and fresh normal fault scarp of the Southeast Blacksea Fault on the Eocene volcanic rocks





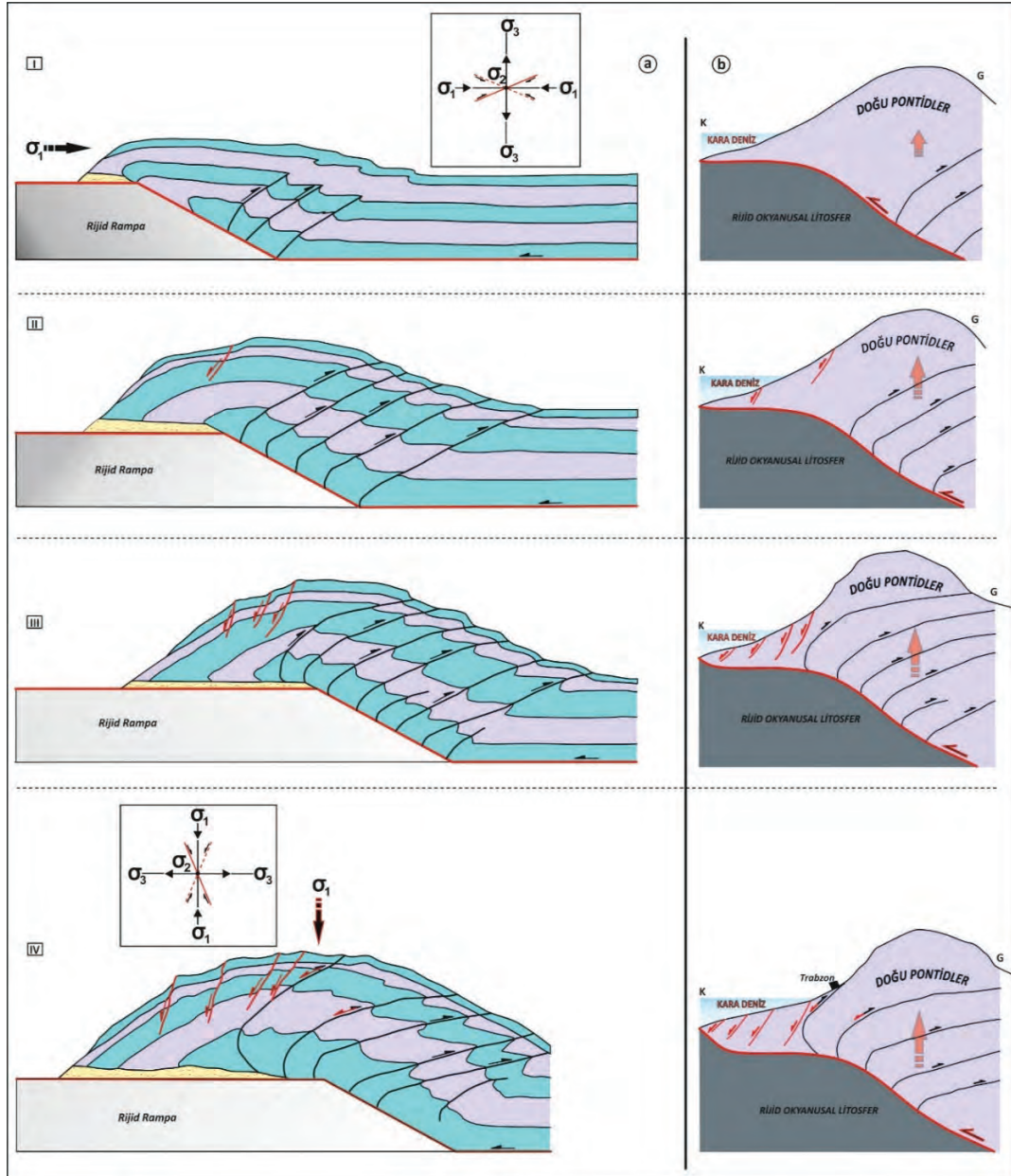
Şekil 9. (a, b, c) Pliyosen yaşlı tortul birimler içerisinde eğim atımlı normal faylanma ve doğrultu atımlı faylara ait kinematik gözlemler (a-b: 52350D/39500K, c: 52346D/39800K).

**Figure 9.** Field photographs and kinematic observations of the dip slip normal fault and strike slip fault scarp on the Pliocene sedimentary rocks.

### Sismik Aktivite ve Yükselim Hızı

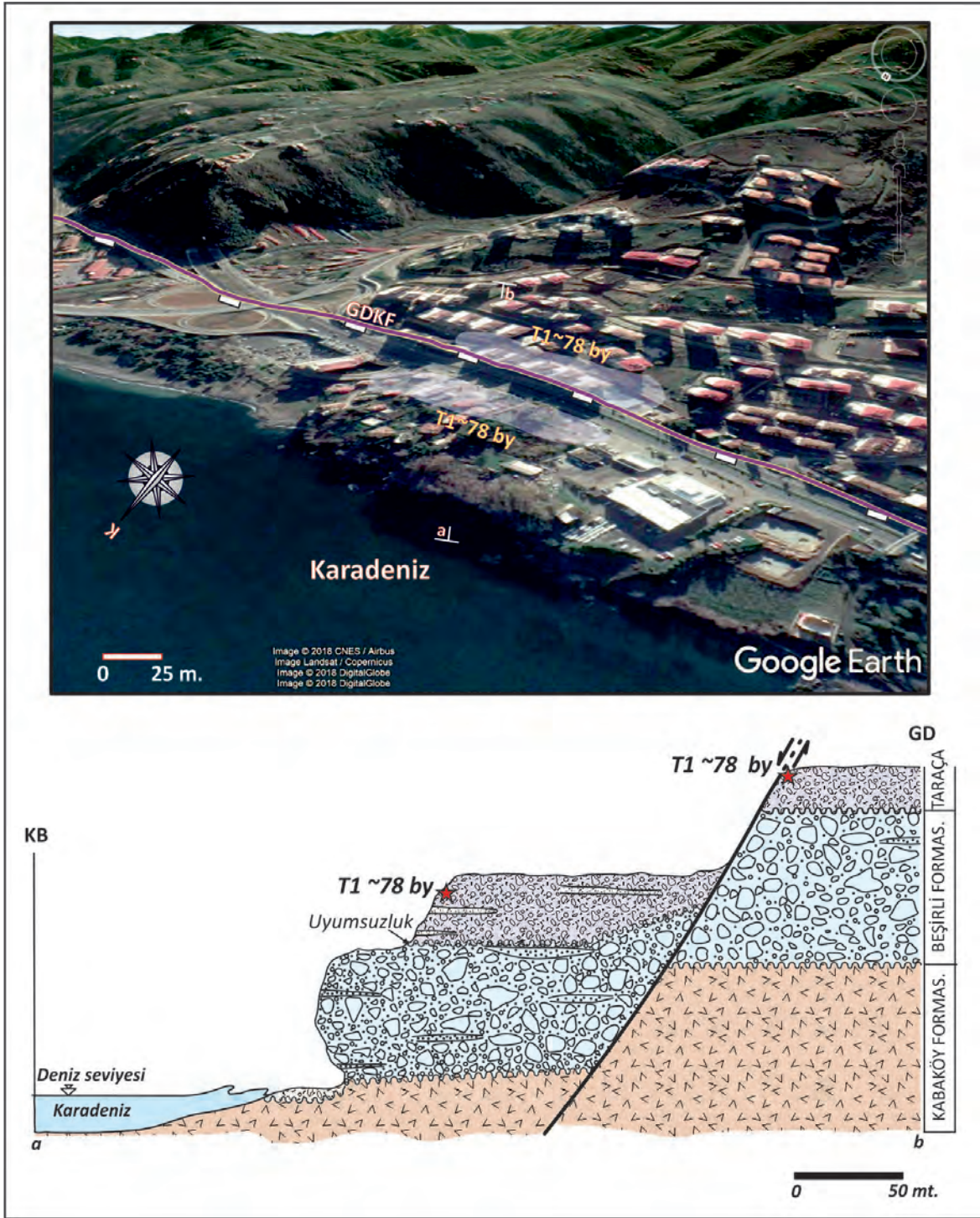
Önceki çalışmalarda Doğu Karadeniz Bölgesi düşük sismisite gösteren alan olarak tanımlanmaktadır. Demircioğlu vd. (2018); Akkar vd. (2018) bölgesel olarak sismik risk değerlendirmeleri gerçekleştirmiş ve Doğu Pontidler'in güneyinde KDAF ve KAF arasında kalan bölgenin orta-yüksek risk grubunda olduğunu belirtmişlerdir. 1900-2018 yılları arasında çalışma alanı ve yakın çevresinde gözlenen 3'den büyük deprem aktivitesine bakıldığında, depremlerin

özellikle diri fay zonları üzerinde ve deniz içerisinde kümelendiği görülmektedir. Deprem odak mekanizması çözümlerinde özellikle deniz içerisinde oluşan depremler verev atımlı ters faylar boyunca gelişmişlerdir. Bu da deniz içerisinde geçen güneye eğimli ters fay olan Karadeniz Fayı'nın günümüzde halen aktivitesini koruduğu düşüncesini desteklemektedir. Katalogdan derlenen depremlerin derinlik magnitüd dağılımlarına bakıldığında, depremlerin ilk 15 km ye kadar oldukça yoğun ve 50 km derinlikte daha az yoğun olduğu görülmektedir (ISC, 2018).



**Şekil 10.** a) Analog modellerde rampa düzlük yapısında gözlenen deformasyonlar. I-IV Sıkışmanın başlangıç seviyelerinden ilerleyen aşamalarına doğru en büyük asal gerilmenin 90 derece yer değiştirmesi ve normal fayların oluşum mekanizması. Sarı renkli alan deforme olan tortulları simgelemektedir (Bonini vd., 2000; Rosas vd., 2017'den değiştirilerek ve birleştirilerek). b) Doğu Pontidler'de Karadeniz Fayı etkisinde gözlenen deformasyonlar. Sıkışmanın ilerlemesi ve yükselmenin artması ile Doğu Pontidler'in kıyı bölümünün çökmesi ve yeniden aktif olan normal fayların gelişimi.

**Figure 10.** a) Deformations of the hanging wall of the ramp flat mechanism in analogue models. I-IV schematic illustration of the rotation of the local stress field in thrust system occurring above the ramp-to-flat and formation mechanism of the normal fault in a transpressional region. b) Deformations caused by Southeast Blacksea Fault in Eastern Pontides. Evolution of the re-activated normal fault due to progressively uplifting and drifting in Eastern Pontides.



Şekil 11. Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın kestiği denizel taraçaların jeolojik ilişkisini gösteren uydu görüntüsü ve arazi enine kesiti

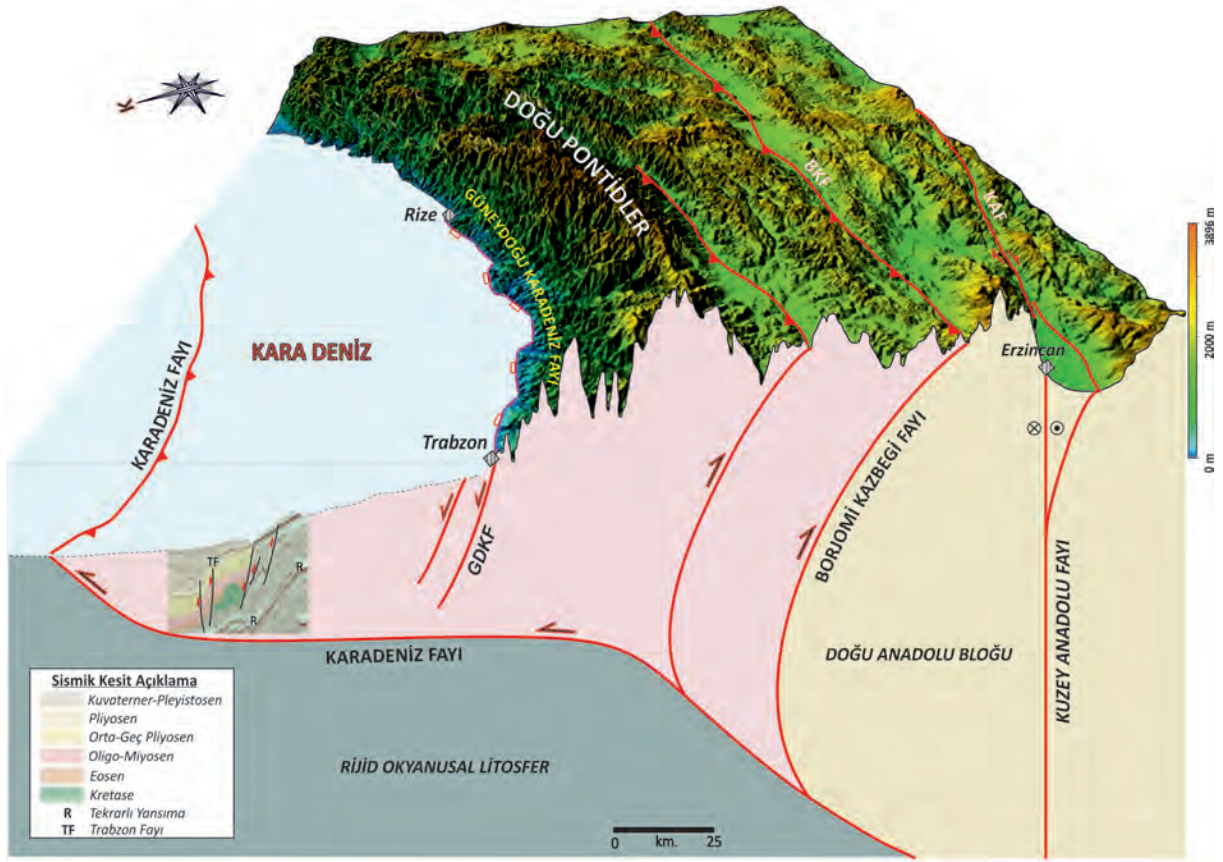
Figure 11. Aerial view and field cross-section with geological relation of marine terraces cut by the Southeast Blacksea Fault.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde gerçekleştirilen jeofizik çalışmalarında deprem yoğunluğu ve gerilme dağılımını tespit etmek için a ve b değerlerine ait anomaliler oluşturulmuştur (Maden ve Öztürk, 2015). Buna göre, b değerinin 0,7 ile 1,25 arasında dağılım gösterdiği görülmektedir. Özellikle Doğu Pontidler'in kuzey bölümünü oluşturan KAF üzerinde ve Doğu Anadolu ile Karadeniz arasında kalan bölümden diri faylar ve yakın çevresinde düşük b değerlerinin görülmesi bu bölgede deprem yoğunluğunun ve gerilmenin göreceli olarak fazla olduğuna işaret etmektedir. Elde edilen tüm verilerin çalışma alanının orta-yüksek gerilme altında kaldığını ve yapıların aktif olabileceğini gösterse de bölgede  $M_w > 6$  depremlerin görülmemesi, bölgede asismik krip olabileceğine işaret etmektedir. Elastik rebound teorisi, bölgede biriken enerjinin, sıkışmalı ve doğrultu atımlı ortamlarda faylarla paylaşarak deprem oluşturabileceğini gösterirken (Scholz, 1990), genişleme ortamlarında bu teorinin yanında yerçekimine bağlı gelişen depremlerin daha yüksek enerjiye gereksinim duyduğunu göstermektedir (Doglioni vd., 2011; 2014; Dempsey vd., 2012). Buna göre, bölgedeki b değerlerinin düşük dağılım göstermesi bölgede biriken enerjinin faylarla paylaşarak depremleri oluşturabileceği, ancak yerçekimine bağlı gelişen faylarda ve buna bağlı oluşan yapılarla deprem oluşabilmesi için görece olarak fazla enerjiye ihtiyaç olduğunu ortaya çıkarmaktadır. Bu durum, bölgede oluşan depremlerin çözümlerinde normal faylanma mekanizmasının görülmemesini açıklamakta (yani normal fay mekanizmasıyla deprem oluşumu için daha fazla enerji birikiminin gerekli olduğunu) ve normal faylanmanın asismik krip şeklinde geliştiği ihtimalini güçlendirmektedir. Nadeau vd. (1995); Rau vd. (2007)'e göre, fay zonları ya da parçaları üzerinde aktif olarak krip gözlenen bölgelerde genellikle düşük magnitüdü depremler gözlenir ve bu depremler zaman içerisinde sürekli tekrar ederler. Sonuç olarak, fayların krip yapması neticesinde, çalışma alanında yoğun olarak düşük-orta magnitüdü depremlerin oluştuğu düşünülmektedir. Bununla

birlikte, Çifçi vd. (2002) Trabzon kuzeyinde, Karadeniz içinde heyelanlara bağlı oluşabilen krip ve kayma yapıları tespit etmiştir. Bunun yanında, Karadeniz gibi yağış miktarının fazla olduğu kara bölümlerinde heyelan sık olarak görülebilmekte ve özellikle Karadeniz Bölgesinde de faylara ve bununla ilişkili bölgedeki deprem aktivitesine bağlı olarak heyelanlar oluşabilmektedir (örn., Emre vd., 1999; Nefeslioğlu vd., 2008; Demir vd., 2012).

Bölgesel olarak yapılan çalışmalarda Doğu Pontidler, Orta Pontidler'den neredeyse iki kat daha yüksek yükselim hızına sahiptir. Keskin vd. (2011) bölgesel yükselim hızını Trabzon'daki taraçalardan yola çıkarak yılda 0,07 mm ile 0,017 mm arasında değiştiğini saptamıştır. Keskin (2007) aynı bölgedeki çalışmada yükselim hızlarının 0,60 mm/y ile 1,2 mm/y arasında değiştiğini belirtmektedir. Yıldırım vd. (2013) Orta Pontidler'in 0,23 mm/yıl, Berndt vd. (2018) çalışmada ise Orta Pontidler için yükselim hızını 0.28 mm/yıl olarak hesaplamıştır. Softa vd., (2017) ve Softa vd. (2018) çalışmalarında ise Doğu Pontidler için gerçekleştirdiği çalışmada bölgesel yükselim hızını sırasıyla 0,59 ile 1 mm/y ve 0,5 mm' den daha yüksek olarak saptamıştır.

Yıldırım vd. (2013) çalışmada, Doğu Pontidler'e kıyasla bölge morfolojisi göz önünde bulundurulduğunda yükselme hızının Doğu Pontidler için 0,23'ten daha yüksek olması gerektiğini ve Berndt vd. (2018) çalışmada ise yükselim hızının Kuzey Anadolu Fayı boyunca gerilme dağılımı ve çalışılan bölgelerin KAF'a uzaklığına göre değişebileceğini vurgulamıştır. Ancak, doğudan batıya doğru ilerlendiğinde iki kata varan bu değişim, (i) saptanan diğer fayların da bu yükselim üstündeki gerilme etkilerine, (ii) yükselim hızı saptamak için kullanılan tarihlendirme yöntemindeki materyalin römaniye olup olmadığına (fosil, mineral vb.) göre değişiklik gösterebilmektedir. Tüm bu veriler, Doğu ve Orta Pontidler'in yükselme şeklinin asimetrik olduğunu ve KF ve BKF eşliğindeki yükselmenin bir bütün olarak batıya doğru eğilimlenerek geliştiğini düşündürmektedir (Şekil 12).



Şekil 12. Doğu Pontidler'deki başlıca faylar ve sismik kesitte yer alan fayları bölgesel deformasyonla birlikte gösteren 3 boyutlu şematik model. Kesit hatları için bkz. Şekil 2b. Denizde gerçekleştirilen sismik profil Gündüz (2015)'den yeniden düzenlenerek alınmıştır.

Figure 12. A conceptual deformation model with seismic profile at Eastern Pontides. The location is shown with dashed line in Figure 2b. Onshore seismic profile located north of the Trabzon region (redrawn from Gündüz, 2015) showing active deformation of the Quaternary to Miocene levels.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada, Doğu Karadeniz havzasında Trabzon-Rize arasında ilk kez Güneydoğu Karadeniz Fayı (GDKF) olarak tanımlanan söz konusu yapısal sınır, yaklaşık 65 km uzunluğunda ve 1 km genişliğinde 9 farklı parçadan oluşmaktadır. Fay zonu boyunca yapılan kinematik çalışmalarda eğim açıları  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  ve kayma açıları (rake)  $32^{\circ}$ - $90^{\circ}$  arasında değişen ve sahil kesimindeki dağ önlerini denetleyen çok sayıda fay düzlemi ölçülmüştür. Bu düzlemlerin, bölgedeki yükselimin emarelerinden biri ve

en genç birim olan yükselen denizel taraçaları kesmesi, fayın yaşının 78 by'dan daha genç olduğunu göstermektedir. Bölgesel olarak Doğu Pontidler'de yükselme hızının yılda 0,5 mm'den daha fazla olmasına karşın, çalışma alanında büyük magnitüdü depremlerin gözlenmemesi bölgedeki fayların asismik krip yapmasıyla açıklanabilir.

Yapılan çalışmalar, transpresyonel bir zon içerisinde yılda 0,5 mm'den fazla hızda yükselen Doğu Pontidler'in içerisindeki fayların, Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner birimlerini deforme ettiğini göstermiştir. Söz konusu yükselimin belli

bir kesiminin Trabzon-Rize arasındaki Karadeniz kıyısı boyunca uzanan ve ilk kez bu çalışmada haritalanan ara aşmalı (en échelon) geometrili eğim/verev atımlı normal fay segmentleri tarafından karşılandığı anlaşılmaktadır. Sıkışmalı fay geçişi içerisinde gözlenen bu normal faylanma, başlangıçta  $\sigma_1$ 'in yatay konumlu olduğu sıkışmalı bir ortamda oluşan bindirme ve ters bileşenli doğrultu atımlı faylar nedeniyle Doğu Pontidler'in kabuk kalınlığını artırmış ve bunun sonucunda yatayda olan  $\sigma_1$  düşey konuma geçerek eski zayıflık zonları normal faylar şeklinde yeniden çalışmaya başlamıştır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma, ilk yazarın Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim dalında kabul edilen doktora tezinin bir bölümünü kapsamaktadır. Ayrıca bu çalışma, 2014-2018 yılları arasında Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri 2014. KB.FEN.044 ve 2014-2015 yılları arasında 1059B141400632 numaralı TÜBİTAK 2214-A Doktora Sırası Yurtdışı Araştırma Bursu tarafından desteklenmiştir. Yazarlar arazi çalışmalarında ve sonrasında bölgesel anlamda bilimsel olarak tartışıp, çalışmaya farklı düşüncelerle destek olan Dr. Ökmen Sümer'e (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve makalenin bilimsel değerinin artırmak adına yaptıkları katkılardan dolayı Selim Özalp'e (MTA), Cengiz Yıldırım'a (İTÜ) ve editör Orhan Tatar'a teşekkür ederler.

## EXTENDED SUMMARY

*This study attempts to describe the neotectonic settings of the Eastern Pontides along with the deformation pattern of the Eastern Pontides, which is accommodated by progressive deformations between the North Anatolian Fault and the Black Sea within the Eastern Black Sea Mountain Belt. The Eastern Pontides, which is located in*

*the northern block of the NAF, is approximately 500 km long and 200 km wide (Figure 1). The strain transmitted to the Eastern Pontides and its immediate surroundings by the N-NW compressional movement of the Arabian plate is accommodated by regional uplift. The Eastern Pontides, which continues to uplift gradually at a rate of more than 0.5 per year because of this strain, is being progressed by the push-up geometry with the thrust faults of Southeast Blacksea Fault at sea and the Borjomi-Kazbegi faults on the land (Figure 2b and figure 2c).*






*In addition to the thrust faults, which are accommodated by the uplift in the Eastern Pontides, there are dip/oblique slip normal fault segments of an en-echelon geometry mountain front mapped here for the first time. According to our geological mapping studies, the Southeast Blacksea Fault is composed of 65-km long more than 1 km wide en-echelon distributed fault zone which forms of nine fault segments (Figure 6 and figure 7). In the kinematic analysis conducted along the fault zone, fault planes have dip angles between 60°-90° to the north. The measured fault planes have rake angles range from 32° to 90° (Figure 8 and figure 9). The normal faults along the coast are also consistent with the normal fault segment at the Black Sea that observed in the seismic sections.*

*In the coastal region of Eastern Pontides, we have identified three marine terrace levels. Using the optically stimulated dating for the first time we obtained at  $8.3 \pm 2.5$  ka,  $42 \pm 1.8$  ka and  $78.3 \pm 6.1$  ka, respectively (Softa et al. 2017; Softa, 2018). The fact that these fault planes cut marine terraces which are one of the evidences of the uplifted region shows that the age of the fault is younger than 78 ka (Figure 11).*

*Under transpressional deformation zone of the Eastern Pontides, a plausible scenario is likely that the flattening of the underlying thrust at very shallow depths is probably responsible*

for the collapse of the thrust 'nose' by normal faulting (Bull, 2007; Kurushin et al. 1997; Softa et al. 2018). This type of normal faulting can be explained the crustal thickness has increased due to thrust component strike-slip faults formed in a compressive regime where  $\sigma_1$  was horizontal at the initially, as a result of this,  $\sigma_1$  which is the horizontal position went into a vertical position, and lastly the former weakness zones were re-activated as normal faults (Figure 10 and 12). Whereas major earthquakes are not common in this region, the previous uplift rate of over the 0.5 mm/yr (Softa et al. 2018), suggests that this might be related to creep movement; that is aseismic creep can prevent large earthquakes from occurring.

## ORCID

Mustafa Softa  <http://orcid.org/0000-0001-5064-9260>  
Tahir Emre  <http://orcid.org/0000-0002-2687-5265>  
Hasan Sözbilir  <http://orcid.org/0000-0002-3777-4830>  
Joel Q. G. Spencer  <http://orcid.org/0000-0003-1374-7253>  
Mehmet Turan  <http://orcid.org/0000-0001-9108-6695>

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B., & Zakariadze, G. S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Akçar, N., Tikhomirov, D., Özkaymak, Ç., Ivy Ochs, S., Alfimov, V., Sözbilir, H., Uzel, B., Schlüchter, C., 2012. <sup>36</sup>Cl exposure dating of paleoearthquakes in the Eastern Mediterranean: First results from the western Anatolian Extensional Province, Manisa fault zone, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 124(11-12), 1724-1735.
- Akcar, S., Azak, T., Çan, T., Çeken, U., Demircioğlu-Tümsa, M.B., Duman, T. Y., Erdik, M., Ergintav, S., Kadirioğlu, F. T., Kalafat, D., Kale, Ö., Kartal, R. F., Kekovalı, K., Kılıç, T., Özalp, S., Altuncu Poyraz, S., Şeşetyan, K., Tekin, S., Yakut, A., Yılmaz, M. T., Yüçemen, M. S, Zülfiyar, Ö., 2018. Evolution of seismic hazard maps in Turkey. *Bull Earthquake Eng*, <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0349-1>.
- Ardel, A., 1943. Trabzon ve Civarının Morfolojisi Üzerine Gözlemler. *Türk Coğrafya Dergisi*, 1, 71-82.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions, M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (393-408), Geological Society, London.
- Aytaç, A., 2012. An Approach to the Sea Level Changes to Base on The Marine Terraces of the Turkish Black Sea Coasts. (Abstracts) *Quaternary International*, 30, 279-280.
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., 1994. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction on the underlying lithosphere. *Tectonophysics*, 232, 119-132.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., & Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24, 675-678.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonates breccias and turbidites as evidences of a drowned platform. *Geologia*, 57 (1-2), 233-244.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., Köprübası, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey). *Geological Journal*, 34, 95-106.
- Bektaş, O., Çapkınoğlu, S., Akdağ, K., 2001. Successive extensional tectonic regimes during the Mesozoic as evidenced by neptunian dikes in the Pontide Magmatic Arc, Northeast Turkey. *International Geology Review*, 43(9), 840-849.
- Berndt, C., Yıldırım, C., Çiner, A., Strecker, M. R., Ertunç, G., Sarıkaya, M.A., Ozcan, O., Ozturk, T., Güneç Kıyak, N., 2018. Quaternary uplift of the northern margin of the Central Anatolian Plateau: New OSL dates of fluvial and delta-terrace deposits of the Kızılırmak River, Black Sea coast, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 201, 446-469.

- Bonini, M., Sokoutis, D., Talbot, C.J., Boccaletti, M., & Milnes, A.G., 1999. Indenter growth in analogue models of Alpine-type deformation. *Tectonics*, 18, 119-128.
- Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G., Katrivanos, E., 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 22, 1165-1179.
- Bull, W. B., 2007. *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology* (1th ed.). Wiley-Blackwell, Oxford.
- Chen, Y., Li, S.H., Li, B., 2012. Slip rate of the Aksay segment of Altyn Tagh Fault revealed by OSL dating of river terraces. *Quaternary Geochronology*, 10, 291-299.
- Chorowics, J., Dhont, D., Adıyaman, Ö., 1998. Black Sea-Pontid relationship: interpretation in terms of subduction. Abstract of Third International Turkish Geology Symposium, Ankara, 258.
- Çifçi, G., Dondurur, D., Ergun, M., 2002. Sonar and high resolution seismic studies in the Eastern Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11(1), 61-81.
- Demir, G., Aytekin, M., Akgün, A., İkizler, S. B., Tatar, O., 2013. A comparison of landslide susceptibility mapping of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by likelihood-frequency ratio and analytic hierarchy process methods. *Nat Hazards* 65(3), 1481-1506.
- Demircioğlu, M. B., Şeşetyan, K., Duman, T. Y., Çan, T., Tekin, S., & Ergintav, S., 2017. A probabilistic seismic hazard assessment for the Turkish territory: Part II-fault source and background seismicity model, *Bulletin Earthquake Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0130-x>.
- Dempsey, D., Ellis, S., Archer, R., Rowland, J., 2012. Energetics of normal earthquakes on dip-slip faults. *Geology*, 40, 279-282.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E., Riguzzi, F., 2011. Role of the brittle-ductile transition on fault activation. *Phys. Earth Planet. Int.* 184, 160-171.
- Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E., Riguzzi, F., 2014. Fault on-off versus coseismic fluids reaction. *Geoscience Frontiers* 5, 767-780.
- Emre, Ö., Ateş, Ş., Duman, T.Y., Keçer, M., Erkal, T., Doğan, A., Durmaz, S., Osmançelebioğlu, R., Karakaya, F., ve Özalp, S., Koçyiğit, A., Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Bozkurt, E., Dirik, K., Rojay, B., Yılmaz, İ.Ö., Teksöz, B., Cihan, M., ve Özacar, A., 1999. 17 Ağustos 1999 Gölcük-Arifiye (Kuzeydoğu Marmara) depremleri sonrası Sakarya ili ve ona bağlı yerleşkeler için yeni yerleşimi alanları araştırma raporu. ODTÜ-MTA Genel Müdürlüğü-TÜBİTAK Ortak Araştırma Proje Raporu, MTA Rapor No 10273, Ankara.
- Emre, O., Tüysüz, O., Yıldırım, C., 2009. Uplift of Pontide orogenic belt since the late Miocene. Abstract book of Second International Symposium on the Geology of the Black Sea Region (66-67), Ankara.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, S., Şaroğlu, F., 2013. Active fault map of Turkey with an explanatory text 1:1,250,000 scale. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 30.
- Erol, O., 1952. Trabzon Sekileri Hakkında Bir Not. *Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Dergisi*, 10, 125-136.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W. R., Özer, R., 2006. Three directional extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the eastern Pontides (NE Turkey). *Geologica Carpathica*, 57(5), 337-346.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Pul, D., 2007. Mid-Cretaceous olistostromal ophiolitic melange developed in the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *International Geology Review*, 49(12), 1103-1126.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Bektaş, O., Ayhan, S., 2011. Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*, 2(1), 49-56.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Zhu, D.C., Yi, K., Chatterjee, N., Akaryalı, E., Liu Z., 2016. Cenozoic forearc gabbros from the northern zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: implications for slab window magmatism and convergent margin tectonics. *Gondwana Research*, 33, 160-190.



- Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S., Stokes, S., 2006. Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL). *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 673-684.
- Frankel, K.L., Wegmann, K.W., Bayasgalan, A., Carson, R.J., Bader, N.E., Adiya, T., Bolor, E., Durfey, C.C., Otgonkhuu, J., Sprajcar, J., Sweeney, K.E., Walker, R.T., Marsteller, T.L., Gregory, L., 2010. Late Pleistocene slip rate of the Höh Serh–Tsagaan Salaa fault system, Mongolian Altai and intracontinental deformation in central Asia. *Geophysical Journal International*, 183 (3), 1134-1150.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., 2012. Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constructional domain of conjugate strike-slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, 580, 27-42.
- Gök, R., Mellors, R. J., Sandvol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T., Javakishvirli, Z., 2016. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B5), 2156-2202.
- Gündüz, S., 2015. Investigation of Active Tectonism Structure of The Eastern Black Sea with Using Multichannel Seismic Data. MSc Thesis, Dokuz Eylül University, Izmir.
- Güven, İ. H., 1993. Geological and Metallogenic Map of the Eastern Black Sea Region; 1:250,000 Map. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Trabzon.
- Hamilton, W. J., 1842. *Researches in asia minor, pontus and armenia with some account of their antiquities and geology* (1th ed.). London: J. Murray.
- Hässig, M., Duretz, T., Rolland Y., Sosson M., 2016. Obduction of old oceanic lithosphere (80 Ma) due to thermal rejuvenation and the role of post-obduction extension, insights from NE Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite and numerical modelling. *Journal of Geodynamics*, 96, 35-49.
- ISC, 2018. Uluslararası Sismoloji Merkezi, Son depremler, 2018, <http://www.isc.ac.uk/>
- Karajiyani, H., 1920. *Mineral Resources of Armenia and Anatolia* (1th ed.). Newyork: Armenia Press.
- Keskin, S., 2007. Güneydoğu (GD) Karadeniz Sahil Kesiminin (Trabzon Yöresi) Denizel Taraçaları ve Aktif Tektoniği. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Keskin, S., Pedoja, K., Bektaş, O., 2011. Coastal uplift along the eastern Black Sea coast: new marine terrace data from Eastern Pontides, Trabzon (Turkey) and a Review. *Journal of Coastal Resesearch*, 27, 63-73.
- Ketin, İ., 1969. Über die nordanatolische Horizontalverschiebung. *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.* 72:1-28.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta* 14: 177-95.
- Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Ölziybat, M., Enkhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K. W., Lin, J., 1997. The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geological Society of America*, 320, Special Paper.
- Maden, N., Öztürk, S., 2015. Seismic b-values, bouguer gravity and heat flow data beneath Eastern Anatolia, Turkey: Tectonic implications. *Surv Geophys.* 36, 549-570.
- Maillot, B., Koyi, H.A., 2006. Thrust dips and thrust refraction in fault-bend faults: analogue experiments and theoretical predictions. *Journal Structural Geology*, 28, 36-49.
- Merle, O., Abidi, N., 1995. Approche experimentale du fonctionnement des rampes emergentes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 439-450.
- Mozafari, A. N., Sümer, Ö., Tikhomirov, D., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H., Akçar, N., 2016. Holocene Time-slip history of normal fault scarps in western Turkey: 36Cl surface exposure dating. AGU Fall Meeting, 12-16 December, San Francisco, USA.
- Mulugeta, G., Sokoutis, D., 2003. Hanging wall accommodation style in ramp-flat thrust models.

- In: D.A. Nieuwland (Ed.). *New Insights into Structural Interpretation and Modelling (197-207)*, Geological Society of London Special Publication.
- Nadeau, R., Foxall, W., McEvelly, T. 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California. *Science*, 267, 503-507.
- Nefeslioğlu, H. A., Duman, T.Y., Durmaz, S., 2008. Landslide susceptibility mapping for a part of tectonic Kelkit Valley (Eastern Black Sea region of Turkey). *Geomorphology*, 94 (3-4), 401-418.
- Nikishin, A. M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656-670.
- Oswald, F. (1906). *Geology of Armenia*. PhD Thesis, University of London, London.
- Özkaymak, C., Sözbilir, H., Uzel, B., H. Akyüz, S., 2011. Geological and Palaeoseismological Evidence for Late Pleistocene–Holocene Activity on the Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 449-474.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler`de Kretase. *K.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, 1, 65-114.
- Persson, K., 2001. Effective indenters and the development of double-vergent orogens; insights from analogue sand models. In: H.A. Koyi, N.S. Mancktelow, (Eds.). *Tectonic Modelling; a Volume in Honor of Hans Ramberg (191-206)*, Geological Society of America Memoir.
- Persson, K.S., Sokoutis, D., 2002. Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356, 323-336.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *J. Tectonoph.*, 161, 1-21.
- Rau, R.□J., Chen, K. H., Ching, K.□E., 2007. Repeating earthquakes and seismic potential along the northern Longitudinal Valley fault of Eastern Taiwan. *Geophysical Research Letter*, 34, L24301.
- Ring, U., Reischmann, T., 2002. The weak and superfast Cretan detachment, Greece: exhumation at subduction rates in extruding wedges. *Journal of the Geological Society*, 159, 225-228.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M., Hirst, J. P. P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152, 861-872.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Almeida, P., Schellart, W.P., Riel, N., Terrinha, P., 2017. Analogue modelling of thrust systems: Passive vs. active hanging wall strain accommodation and sharp vs. smooth fault-ramp geometries. *Journal of Structural Geology*, 99, 45-69.
- Scholz, C. H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge, New York, Cambridge University Press, Ref. QE534.2.S37.3
- Semerci, A., 1990. Trabzon İli Yerleşim Alanının Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Softa, M., Spencer, J.Q.G., Emre, T., Sözbilir, H., Turan, M., 2016. “Timing of Quaternary Marine Terrace Formation and Uplift Rates in the Eastern Pontides, NE Turkey”, Abstracts of American Geophysical Union, San Fransisco. (2016AGUFMEP11A0989S)
- Softa, M., Spencer, J. Q. G., Emre, T., Sözbilir, H., Turan, M., 2017. Late Quaternary rapid uplift deduced from marine terraces in Eastern Pontides, Turkey. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 49(6). doi: 10.1130/abs/2017AM-305129.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q. G., Turan, M., 2018. Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey, *Geodinamica Acta*, 30:1, 249-264.
- Softa, M., 2018. Tektonik Jeomorfoloji ve Denizel Taraçaların Yaş Verileri Işığında Doğu Karadeniz Havzası Güney Kenarının Aktif Tektoniği. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Solmaz, F., 1990. Vakfıkebir-Yomra Arası Kıyı Şeridinin Morfolojisi ve Taraçalar. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

- Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., Mosar, J., 2016. The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 348, 23-32.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- TPAO, 2010. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Sismik kesitler. 2010, <http://www.tpao.gov.tr>
- Tsereteli, N., Tibaldi, A., Alania, V., Gventsadse, A., Enukidze, O., Varazanashvili, O., Müller, B. I. R., 2016. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*, 691, 328-344.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., 1996. Paleotethyan tectonic evolution of the north Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl, S. Orcen, (Ed.). *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region (24-33)*. Ankara.
- Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 99, 12071-12090.
- Yıldırım, C., Schildgen, T.F., Echtler, H., Melnick, D., Strecker M.R., 2011. Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 30 (5), TC5005, doi:10.1029/2010TC002756.
- Yıldırım, C., Melnick, D., Ballato, P., Schildgen, T. F., Echtler, H., Erginal, A. E., Kıyak, N. G., Strecker, M. R., 2013. Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces. *Quaternary Science Reviews*, 81, 12-28.
- Yılmaz, B.S., Güç, A.R., Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E.N., Konak, O., Yaprak, S., Köse, Z., 1998. Trabzon İlinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Rapor No: 9997.
- Yılmaz, C., Şen, C., Şener, S., Kandemir, R., Karşlı, O., Bak, T. K., 2005. Trabzon Kıyı Bölgesinin Pliyo-Kuvaterner Stratigrafisi. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, 5, 111-117.
- Yılmaz, Y., 2017. Morphotectonic Development of Anatolia and the Surrounding Regions, In: I. Çemen, Y. Yılmaz, (Ed.). *Active Global Seismology: Neotectonics and Earthquake Potential of the Eastern Mediterranean Region (11-91)*. American Geophysical Union.





**Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Göbekören Volkaniklerinin Petrolojisi (Kangal-Sivas)**  
*Petrology of the Plio-Quaternary Göbekören Volcanics (Kangal-Sivas)*

**Taner Ekici<sup>\*1</sup> , Sultan Taş<sup>2</sup> **

<sup>1</sup> Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

<sup>2</sup> Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140, Sivas

Geliş/Received : 13.11.2018 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 19.12.2018 • Kabul/Accepted : 21.12.2018 • Baskı/Printed : 01.01.2019  
Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Çalışma alanı Sivas iline bağlı Kangal ilçesinin 15 km B-GB'sında yer almaktadır. Çalışma alanında Geç Miyosen ile Pliyo-Kuvaterner yaş aralığına sahip kayaç birimleri gözlenmektedir. Birimler alttan üste doğru Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kangal Formasyonu ile başlamakta ve uyumlu olarak Üst Pliyosen yaşlı Uzunyayla Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Bu birimi ise uyumsuzlukla Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üzerlemektedir.

İnceleme alanında bulunan Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kangal Formasyonu, yaklaşık olarak 200 m kalınlığa sahip olup, kumtaşı, çamurtaşı ve yer yer linyit bantlarından oluşmaktadır. Kangal Formasyonu'nun üzerine ise uyumlu olarak yerleşmiş olan Uzunyayla Formasyonu Gastropotlu marn ve gösel kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimlerin üzerinde ise uyumsuz olarak Geç Pliyosen yaşlı yaklaşık 10 m kalınlığa sahip koyu kahve-siyah renkli, gözenekli, gaz boşluklu, masif ve çoğunlukla sütunsu bazaltlardan, daha az trakibazaltlardan oluşan Göbekören Volkanikleri bulunmaktadır.

Göbekören Volkanikleri jeokimyasal olarak alkalin karakter sergilemekte ve hem mineralojik-petrografik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının göstermektedir. Göbekören volkaniklerinde hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleşmiş olduğu gözlenmiştir. Bu durum magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca kısmi ergime miktarı trakibazaltlardan bazaltlara doğru artış göstermektedir.

Sivas Baseni içerisinde yer alan Göbekören Volkanikleri litosferik incelmanın bir sonucu olarak oluşmuş, kıtasal levha içi kökenli plato bazaltlarına karşılık gelmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Ana ve İz Element Jeokimyası, Göbekören Volkanikleri, Mineraloji ve Petrografi, Sivas Baseni.

**Abstract:** The study area is located at 15 km W-SW of Kangal district of Sivas province. Lithological units are observed in the study area ranging from Late Miocene to Plio- Quaternary in age. The rock units start with Late Miocene-Pliocene Kangal Formation and Upper Pliocene Uzunyayla Formation conformably overlies this unite. Uzunyayla Formation is uncomfortably overlain by the Plio-Quaternary Göbekören volcanics and again uncomfortably over the Quaternary alluvium.

The Late Miocene-Pliocene Kangal Formation has a thickness of about 200 m in the study are and consists of sandstone, mudstone and lignite bands in some places. Uzunyayla Formation forms of marl and lacustrine limestone which was placed in conformity to Kangal Formation. Above units, Late Pliocene Göbekören Volcanics with dark brown-black colour, porous, air-bubbled, massive columnar and an approximate thickness of 10 m is composed mostly from basalt and less from trachybasalt.

*Göbekören volcanics characterizes alkaline as geochemically. Both geochemical analyses and mineralogical observations show that there are olivine and clinopyroxene fractionation from basalts to trachybasalt. As a result of the geochemical investigations, it was observed that Göbekören volcanics has more enriched light rare earth elements than heavy rare earth elements which suggest that the crustal material may be added during the crystallization in the magmatism. In addition, the amount of partial melts increases from trachybasalt to basalts.*

*Göbekören volcanics which is located in Sivas Basin is continental plate basalts which is formed as a result of lithospheric thinning.*

**Keywords:** *Göbekören Volcanics, Major and Trace Elements Geochemistry, Mineralogy and Petrography, Sivas Basin.*

## GİRİŞ

Sivas ili Kangal ilçesinin 15 km GB'sında Kumarlı ve Mısıroren köylerinin güneyinde oldukça önemli yüzlekler sunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç volkanik kayaların bulunduğu çalışma alanı, Alpin dağ oluşum süreci ile oluşmaya başlayan Toros Kuşağı'nın doğu kesiminde Orta Anadolu düzlüğü ile Doğu Anadolu engebelerinin birleştiği yerdedir (Şekil 1). Doğusunda Divriği, Kuzeydoğusunda Çetinkaya, Batısında Altınyayla, Kuzeybatısında Ulaş, Güneyinde Gürün ilçeleri bulunmaktadır.

Göbekören Volkanikleri Sivas havzasının güney kısımlarını oluşturan Gürün otoktonu içerisinde yüzlekler sunmaktadır. Yöredeki en eski çalışmalar Blumenthal (1944) ve Baykal (1944, 1966) tarafından yapılmıştır. Gürün otoktonunu temsil eden kayalar Paleozoyik'den Tersiyer'e kadar yaş aralığındadır. Gürün otoktonu kuzeyinde kalan Kangal yöresinde yüzeyleyen kırıntılı egemen, göl ve akarsu kökenli Pliyosen yaşlı birim Kangal Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu birim de Göbekören Volkanikleri tarafından örtülmüştür.

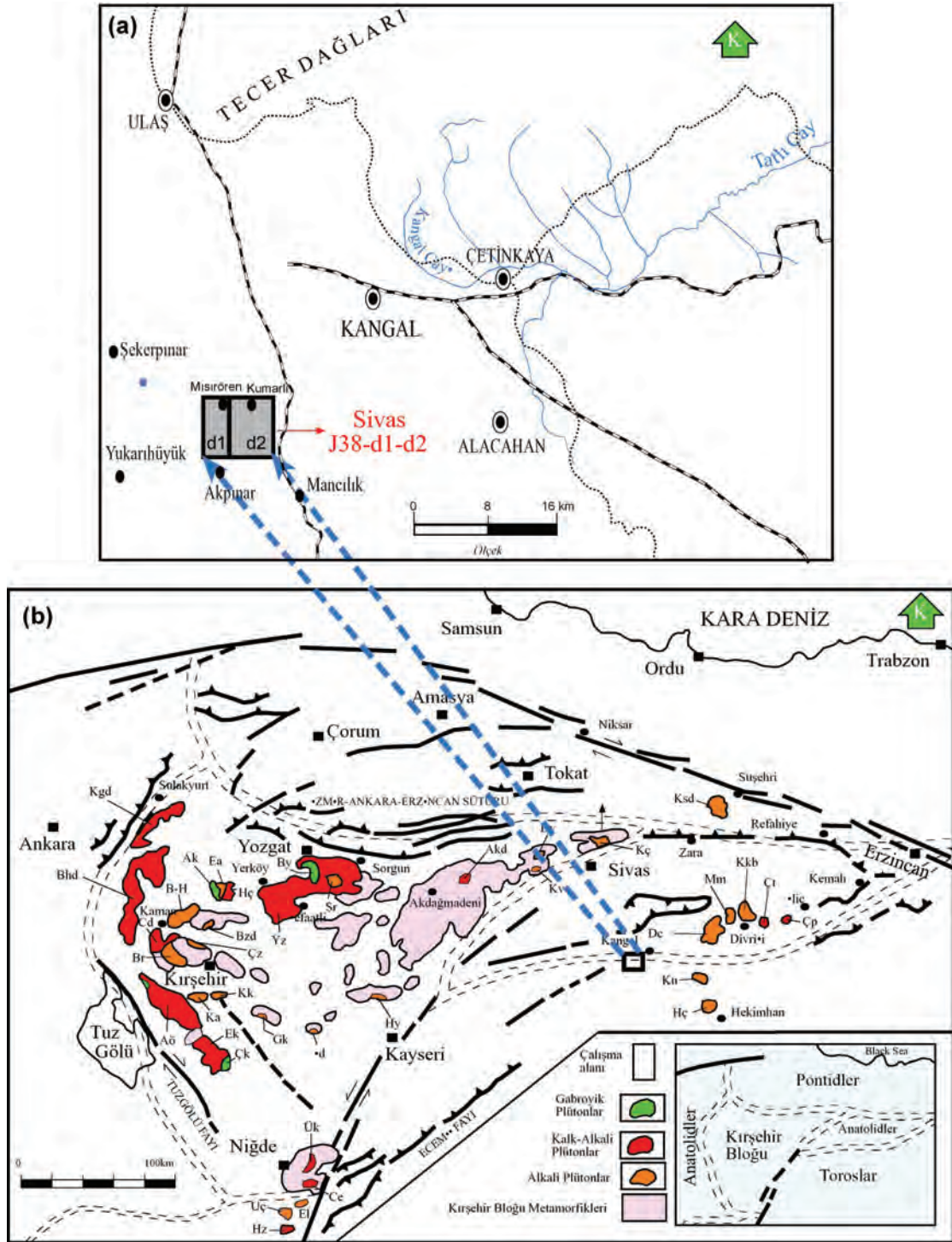
Sivas baseni içerisinde Göbekören Volkanikleri gibi Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazı volkanik kayalar bulunmakta olup bunlar Sivas baseninin daha iyi algılanması açısından önemlidir. Bu çalışmada da Sivas baseni içerisinde yer alan

Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç volkanik bir tanesi olan Göbekören Volkaniklerinin mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenik incelenmesi ile bölgesel tektonomagmatik evriminin aydınlatılması amaçlanmıştır.

## ANALİTİK YÖNTEMLER

Kayaç örneklerinin petrografik ince kesitleri Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında yapılmıştır. İnce kesitlerin mineralojik-petrografik incelemeleri, alttan aydınlatmalı Nikon Eclipse 50i POL tipi binoküler araştırma mikroskobunda Moorhouse (1969), McKenzie ve Guilford (1980), Yardley (1990), Erkan (2011), tarafından tanımlanan ölçütlere göre gerçekleştirilmiştir.

Jeokimyasal analizi yapılan kayaç örnekleri, öncelikle Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü; kırma-öğütme-eleme laboratuvarlarında, Fritsch marka çeneli kırıcı ile 0.5 cm'den daha küçük tane boyuna getirilmiştir. Daha sonra silikon-karbid havanlı titreşimli değirmen ile 200 mesh elek altına geçebilecek tane boyuna gelinceye kadar öğütülmüştür. Bunlardan 38 adet kayaç örneğinin ana, eser ve nadir toprak element (REE) analizleri Kanada'da ACME laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Jeokimyasal analizlerin yöntemi ilgili firmanın web sayfasında verilmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanının konumu a) Yerbulduru haritası, b) Bölgesel jeoloji haritası (MTA 1/500.000 ölçekli Jeoloji haritasından basitleştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 1. Location of the study area a) Simplified map showing the study area b) Regional geological map (Simplified from 1 / 500.000 scale geology map from MTA)

## STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki kayaç birimleri kronostratigrafik olarak Mesozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanmaktadır (Bilgiç, 2014).

Bölgesel olarak inceleme alanındaki birimler batı kesimlerindeki Mesozoyik yaşlı Munzur Kireçtaşı ile başlamakta ve bu birimin üzerine ise inceleme alanının güney kesimlerinde yüzlekle sunan Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Sümbüllü Formasyonu gelmekte, Orta Jura-Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından oluşan Maraşlı Formasyonu ile devam etmektedir. Bu birimleri de uyumsuz olarak Üst Kretase yaşlı Güneş Ofiyoliti üzerlemektedir. Munzur Kireçtaşı, Sümbüllü Formasyonu ve Maraşlı Formasyonu birbirlerine geçişlilik sunmaktadır (Şekil 2).

Çalışma alanı içerisinde yeralan birimler ise Güneş Ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan Kangal Formasyonu ile başlamaktadır. Bu birim uyumlu ve geçişli dokanak ilişkisi ile Geç Pliyosen yaşlı gölsel marn ve kireçtaşlarından oluşan Uzunyayla Formasyonu tarafından örtülmekte ve uyumsuz olarak bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Göbekören volkanikleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2, 3).

Göbekören volkanikleri siyah, koyu kahverenkli, levhamsı ayrışmalı ve masif karakterli olivin bakımından zengin bazalt ve yaygın olarak tarakibazaltlardan oluşmaktadır.

## Munzur Kireçtaşı

İnceleme alanının batısında yer yer yüzeylenen birim Özgül vd., (1981) tarafından Munzur Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır.

Birim, orta-kalın tabakalı, gri-beyazımsı, sarımsı, krem renkli kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Oldukça kırıklı ve çatlaklı yapıda olup, bu çatlaklar kalsit dolguludur, üst düzeylerinde yer yer masif rudist kavkılı ve çört yumrulu kireçtaşı yer alır. Kalınlığı 400-750 m arasında değişir.

İnceleme alanındaki fosil içeriğine göre birimin yaşı Triyas-Kretase geniş zaman aralığı verilmiştir. Birimin sınırı şelf, şelf kenarı (resif) ve resif önü ortamlarla karakterize edilmektedir (Atabey vd., 1994).

## Sümbüllü Formasyonu

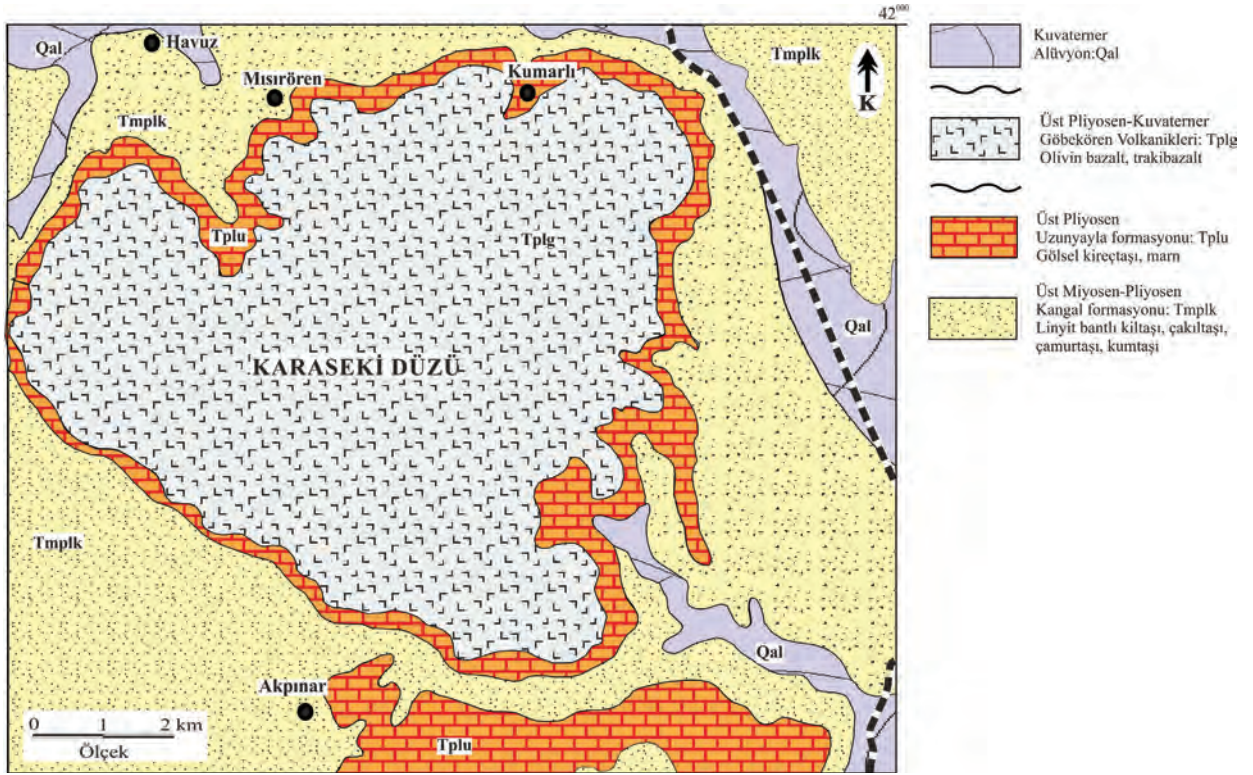
İnceleme alanının güney doğusunda yer alan Sümbüllü Formasyonu ilk kez Aziz vd., (1982) tarafından adlandırılmıştır. Birim tamamen orta-kalın tabakalı kireçtaşından oluşmaktadır. Ayrışmış, kayaç yüzey rengi gri, kirli gri, beyazımsı gridir. Tabakalanma devamlı izlenmemektedir. Rudistli düzeyler yer almaktadır ve bu düzeyler genelde masif, çatlaklı ve kırıklı olup, kalsit dolgulu olup yer yer dolomitleşme de mevcuttur. Alt düzeyler breşik karakterli iken üst düzeylerde daha çok çört bileşimli çamurtaşları yer alır. Ayrıca yaygın olarak karstlaşma gelişmiştir. Kireçtaşı düzeylerinde yaygın olan fay çizikleri de mevcuttur (Atabey vd., 1994).



YAŞ		FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR				
SENOZOYİK	KUVATERNER	Alüvyon		Alüvyon Traverten Yamaç Molozu	Uyumsuzluk				
						NEOJEN	Göbekören Bazaltı	Olivin Bazalt	Uyumsuzluk
	ÜST	Kangal	Çakıltaş Kumtaş Çamurtaş Kiltaş Linyit Bantlı						
	ALT			Güneş Ofiyoliti	Serpantinleşmiş Harzburgit, Peridotit, Gabro, Levha-Dayk Karmaşığı				
	MESOZOYİK	KRETASE	ÜST			Güneş Ofiyoliti	TEKTONİK		
				JURA	Munzur Kireçtaşı (a)			Neritik Kireçtaşı (a)	
									Sümbüllü (b)
	TRİYAS	Maraşlı (c)	Neritik Kireçtaşı (c)						
				750 m					
			300-600 m						
			350-600 m						

Şekil 2. Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (Bilgiç, 2014'den değiştirilmiş).

Figure 2. Stratigraphic column section of the study area (Modified from Bilgiç, 2014).



Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası (Bilgiç, 2014)

Figure 3. Geological map of the study area (Modified from Bilgiç, 2014)

Formasyonun Güneş Ofiyoliti ile olan ilişkisi tektoniktir. Bu ilişki bazı yerlerde ilksel bazı yerlerde ikincil konumdadır. Birimin üstünde yer alan Maraşlı Formasyonu ile Pınarbaşı Karışığı ve Eosen birimleri üzerine, güneyden kuzeye doğru Lütésiyan sonrasına itilmiştir. Birimin kalınlığı yaklaşık 600 m dir.

Fosil içeriğine göre birime Atabey vd., (1993) tarafından Jura-Kretase olmak üzere geniş bir yaş aralığı verilmiştir. Birimi temsil eden kireçtaşı sığ şelf, şelf kenarı ve kısmen de resif önü ortamlarında çökelmiştir. Dolomitleşmenin gözlemlendiği düzeyler, deniz suyu geliminin zaman zaman kısıtlandığı resif gerisi ortamı ve bu ortama tatlı su geliminin olduğu dönemleri işaret etmektedir (Atabey vd., 1994).

### Maraşlı Formasyonu

İnceleme alanının güney doğusunda ve batısında gözlenen birim Aziz vd., (1982) tarafından Maraşlı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim gri, sarımsı, beyaz, kahverengi, ince-orta tabakalı kireçtaşı ve bunlarla yer yer aralanmalı çört tabakaları ile temsil edilir. Üste doğru kalkarenit ve kumtaşı düzeyleri de yer almaktadır. Kumtaşlarında kayma ve slamp yapıları izlenebilmektedir. İçerisinde magmatik kayac kırıntıları da gözlenmektedir.

Birim, topografik olarak altında yer alan Sümbüllü Formasyonu ile yanıl yönde geçişlidir. Güneş Ofiyoliti ile olan ilişkisi tektonik olup, ilksel ilişkinin korunduğu alanlarda altta, korunmadığı alanlarda ise ofiyolitlerin üzerinde yer almaktadır. Ayrıca Eosen yaşlı birimler üzerine güneyden

kuzeye doğru itilmiştir. Birim içerisinde yaygın simetrik ve asimetrik kıvrımlar gelişmiştir. Kalınlığı 350-600 m arasında değişmektedir.

Fosil içeriğine göre Atabey vd., (1994) birime Orta Jura-Kretase yaşı vermişlerdir. Formasyonu oluşturan kayalar şelf kenarı, açık şelf (yamaç) ve kısmen havza (pelajik) ortamlarında çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir (Atabey vd., 1994).

### **Güneş Ofiyoliti**

İnceleme alanının güney doğusunda bulunan birim; Bayhan (1980), Bayhan ve Baysal (1982) tarafından Güneş Ofiyoliti olarak tanımlanmıştır. Gökten (1993) tarafından ise Güneş Ofiyolitli Melanjı adı verilmiştir.

Güneş Ofiyoliti sınır ilişkileri faylı olan ve sarı, yeşil, kahve renkli serpantinleşmiş harzburjitler, peridotit, gabro, levha dayk karmaşığı ve yastık yapıları gibi ofiyolitik birimlerden oluşur (Yılmaz vd., 2001; Parlak vd., 2005, 2006).

Güneş Ofiyoliti Doğu Toros Platformunun (Munzur kireçtaşı ve Gürün görelisi otoktonu) kuzeyinde yer alan okyanusal bir havzadan (Neo-Tetis Okyanusu) türeyerek güneye doğru yatay hareketlerle, naplar halinde ilerlemiş ve Doğu Toros Platformu üzerine Geç Kretase sonunda (Geç Maastrichtiyen öncesi) yerleşmiştir (Yılmaz vd., 2001; Parlak vd., 2005, 2006).

### **Kangal Formasyonu**

İnceleme alanında bulunan Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan birim; Aktimur vd., (1988), Atabey vd., (1994), Atabey ve Aktimur (1997) gibi araştırmacılar tarafından Kangal Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon Atabey vd., (1994) tarafından, kırmızı-gri-kahve renkli orta-kalın tabakalı, çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından

oluşup, çakıltası mercekli geometri, kötü boylanma sergilemektedir. Polijenik kumtaşları ise gri renkli ve daha ince tabakalı olarak tanımlanmıştır. Kırmızı renkli çamurtaşlarının yanı sıra gri-yeşil renkli ve kalın kiltası tabakaları içeren birimin üst düzeyinde kil taşı ile ardalanmalı bir kısmı işletilebilen kalınlıkta linyit damarlarını içermektedir.

Kangal Formasyonu Güneş Ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla yer alır ve birimi uyumlu-geçişli dokanak ilişkisi ile Uzunayla Formasyonu üzerler. Birim, akarsu-göl-bataklık ortamında depolanmıştır.

Atabey vd., (1994) tarafından yapılan çalışmada yıkama örneklerinde belirlenen; ostrakod ve gastropod gibi tatlı su fosillerine göre formasyonun yaşı Genç Miyosen-Pliyosen'dir. Narin ve Kavuşan (1993) tarafından yapılan çalışmada, Kangal kömürlerinin polen içeriğine göre ise, birimin yaşı Erken Pliyosen olarak belirtilmiştir.

Birim inceleme alanı çevresinde Kangal ilçesinde ve civarında geniş bir alanda yüzeylenmekte ve birim en fazla 200-300 m kalınlığa sahiptir.

Kangal Formasyonu, Yılmaz vd., (1989, 1990), Bilgiç ve Terlemez (2007)'nin tanımladığı Kurtoğlu Formasyonu ile deneştirilebilir.

### **Uzunayla Formasyonu**

İnceleme alanında Kangal Formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olarak bulunan birimi Göbekören Volkanikleri, uyumsuz bir şekilde üzerler. Birimin kalınlığı en fazla 50-100 m'dir.

Geç Pliyosen yaşlı gölsel marn ve kireçtaşlarından oluşan birim ilk olarak Alıntı (1961) tarafından Uzunayla Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yılmaz vd., (1989) ile Bilgiç ve Terlemez (2007) tarafından da Uzunayla Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Birim gastropodlu ve ince linyit bantlı, gri renkli marn ve sarı, beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer masif, sert kireçtaşlarından oluşmaktadır (Atabey vd., 1994 ve Atabey ve Aktimur, 1997). Kireçtaşları, gastropod fosilli, bitki kırıntılı ve yer yer pizolitik yapılar içerir. Boşluklu ve gözenekli bir yapıya sahip olarak tanımlanmıştır.

Birimin yaşı Atabey ve Aktimur (1997) tarafından yapılan çalışmada, birimin, tabanında yer alan killi-marnlı düzeylerde tespit edilen; fosillere göre Geç Pliyosen olarak saptanmıştır. Birim genel olarak yatay konumdadır ve göl ortamında çökelmiştir. Formasyon, Atabey ve Aktimur (1997)'un Etyemez üyesi ile denestirilebilir.

### **Göbekören Volkanikleri**

İnceleme alanında geniş bir bölgede yüzeylenmekte olan Göbekören volkanikleri ilk defa Atabey vd., (1993) tarafından Göbekören köyü çevresinde yüzeylenmekte olan bazaltik lav akıntıları için tanımlanmıştır. Yaklaşık 10 m kalınlığındadır.

Kıta içi açılma sonucu çatlaklardan türeyen bazaltik afanitik dokulu volkanik lav akıntıları (Göç 1993), koyu siyah-kahverengi renklerde tabakalı ve masif olivin bazalt karakterindedir. Sütunsu ve eklemli yapı sunmaktadır. Taban düzeylerinde yastık yapılı lavların varlığı, lavların göl suyuna ulaştığı alanları işaret etmektedir. Bazaltlar gözenekli ve çatlaklıdır, özellikle tabanda çamurtaşları arasında oturma yapıları gelişmiş olup, çamurtaşını pişirmiş ve kızılımsı renk vermiştir. Yer yer de bu çamurtaşları bazaltlar içinde topakçıklar halinde gözlenmektedir.

Koyu kahve-siyah renkli, levhamsı ayrışmalı veya masif olivin bazaltlardan oluşan birim gaz boşluklu, sütun yapılı yer yer de yastık yapılıdır.

Kangal ve Uzunyayla Formasyonları üzerinde bazaltik lavlar şeklinde yer alan birimin

yaşı Türkcan vd., (2000) tarafından yapılmış K/Ar radyometrik yaş tayini yöntemiyle  $3.34 \pm 0.08$  My olarak tespit edilmiştir. Bu da Pliyosen'e karşılık gelmektedir.

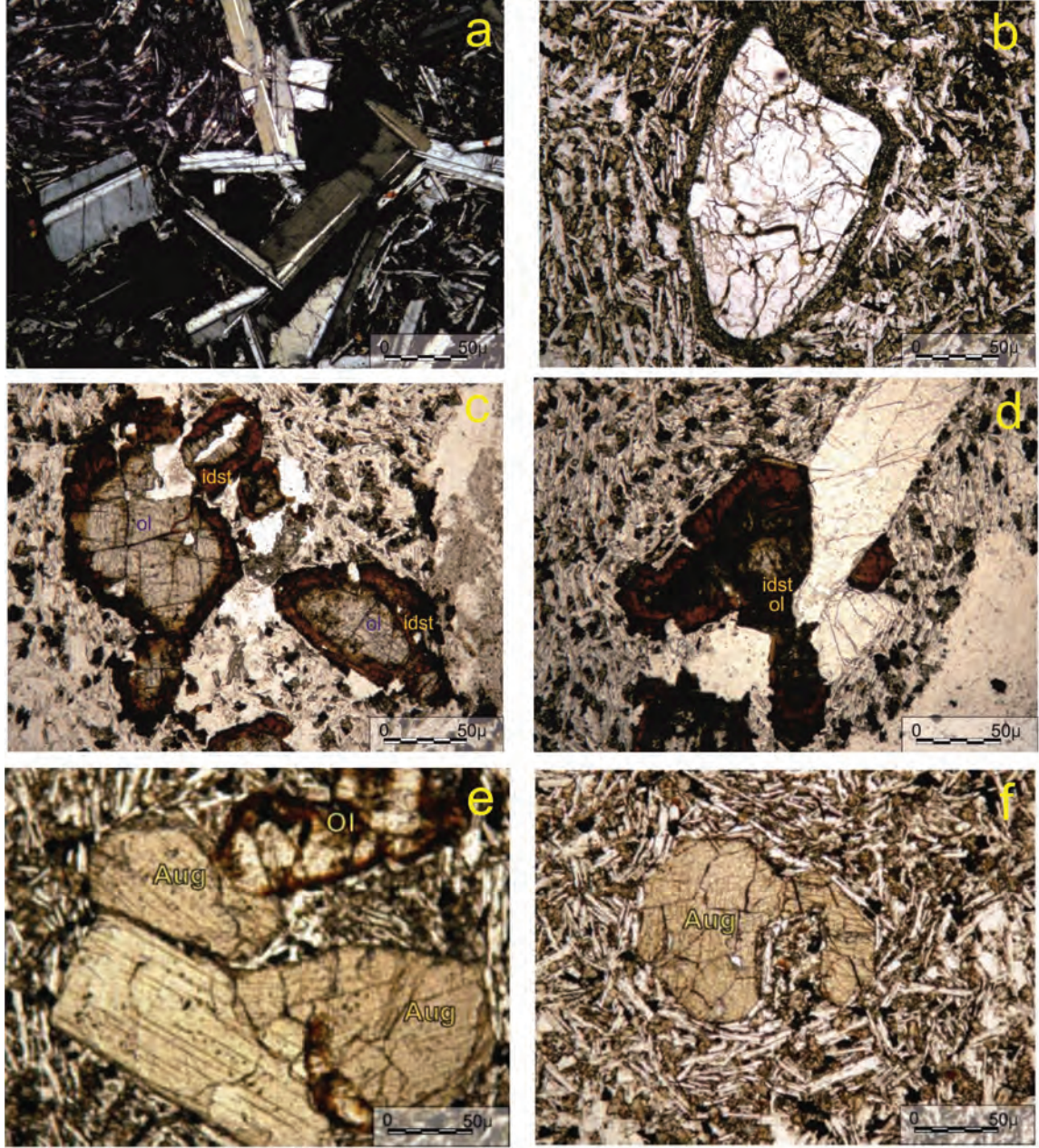
Birim, Sümengen vd., (1987) ve Yılmaz vd., (1989)'nin Adatepe Volkanikleri ile Aktimur vd., (1988)'nin de Dumluca Formasyonu ile denestirilebilir.

### **PETROGRAFİK İNCELEME**

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri genellikle holokristalin porfirik dokulu olup, minerolojik bileşimleri; plajiyoklaz, olivin ve ojit'ten oluşmaktadır. Bu mineraller kayaç içerisinde fenokristal ve mikrofenokristal halinde gözlenmektedir. Kayaçın hamur kısmı ise plajiyoklaz, ojit ve olivin mikrolitlerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklaz mineralleri; renksiz, çoğunlukla çubuğumsu prizmatik biçimli olup, birbirine paralel ince lameller halinde olan polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Plajiyoklaz mineralleri yer yer glomeroporfirik doku da göstermektedir (Şekil 4a). Göbekören Volkanikleri içerisinde çok nadiren de olsa ikincil olarak boşluk dolgusu şeklinde yerleşmiş kuvars minerali gözlenmektedir. Bu kuvars minerali daha sonradan magmanın sıcak olan kısmı ile etkileşime girmiş olup bu sıcak dokanak etkisi de açıkça gözlenmiştir (Şekil 4b).

Olivin mineralleri; renksiz, çatlaklı yapıya sahip ve yüksek optik engebe göstermektedir. Olivin fenokristallerinde yaygın olarak gözlenen içerisindeki demirin ayrılması/ayırışması ile oluşan, iddingsitleşme türü bozunmalar bazen mineralin yalnızca dış kısmında (Şekil 4c), bazen de mineralin tamamında gözlenmektedir (Şekil 4d). Kuvvetli girişim rengi gösteren olivin fenokristallerinin yer yer kümelenerek glomeroporfirik doku da göstermektedirler.



Şekil 4. Göbekören Volkanikleri'nin incekesit görüntüleri (tek nicol)

(idst: iddingsitleşme, ol:olivine, Aug: ojit) a- Plajiyoklazların gösterdiği glomeroporfirik doku, b- Bazaltlarda kuvars mineralinin magma ile olan sıcak dokanakla ilişkisi, c- Bazaltlarda olivin fenokristallerinin yalnızca kenar zonlarında gözlenen iddingsitleşme dokusu, d- Tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristali, e- Ojit minerallerinde tek yönde ideal dilinim, f- Özşekilli ojit fenokristali.

**Figure 4.** Thin section views from Göbekören Volcanics (open nicol)

(idst: iddingsitized, ol: olivine, Aug: augite) a-Glomeroporphyric texture of plagioclase, b-Relation of quartz mineral with magma in basalts, c-Iddingsites texture only in the edge zones of olivine phenocrysts, d-Completely iddingsitized olivine phenocrysts in basalts, e- Ideal cleavage in a single direction of augite minerals, f- Euhedral augite phenocrysts.

Göbekören Volkanikleri içerisinde bulunan piroksen grubu minerallerden ojitler ise hemen hemen renksiz, grimsi yeşil, ender olarak kahverengimsi renklerde gözlenirken çok zayıf pleokroyizma ve tek yönde dilinimlenme göstermektedir (Şekil 4e). Yarı özşekilli/özşekilli olan ojit fenokristalleri c kristalografik eksenine dik geçmiş kesitlerinde özşekilli, sekizgen ve çift yönde gelişmiş dilinimler arasında 87-90°lik dilinim izlerine sahiptir (Şekil 4f). Bazı ojit fenokristallerinde ise boveno ikizlenmesi de görülmektedir.

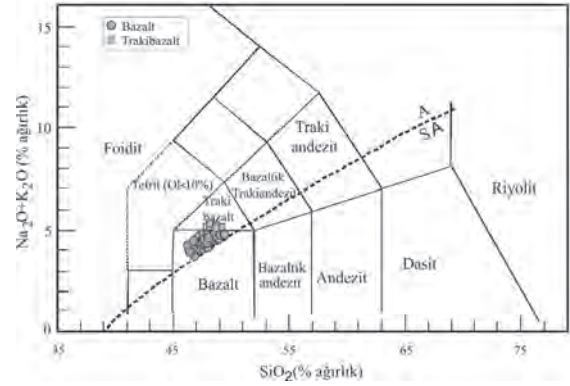
Petrografik incelemelerde Göbekören Volkaniklerini oluşturan trakibazaltlar içerisinde alkali feldispat minerallerine rastlanılmamıştır. Volkanik kayalardaki bazalt ve trakibazalt ayrımları ise tamamen jeokimyasal yöntemlerle yapılmıştır.

## JEOKİMYASAL İNCELEME

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri olarak isimlendirilen birime ait kayaların ana ve eser element analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Göbekören Volkanikleri'nin  $\text{SiO}_2$  içeriklerine baktığımızda yaklaşık olarak % 46.5-49 aralığında olduğu, MgO içeriklerinin ise %5.5-8.5 aralığında olduğu görülmüştür. Volkanikler bazalt ve trakibazaltlardan oluşmakta ve jeokimyasal olarak da alkali karakter sergilemektedir (Şekil 5).

Tüm jeokimyasal veriler dikkate alınarak Göbekören Volkanikleri petrolojik açıdan aşağıda incelenecektir.



**Şekil 5.** Göbekören Volkanikleri'ne ait kayaç örneklerinin toplam alkali-silis diyagramındaki konumları (Le Maitre vd., 1989).

**Figure 5.** Variation of Göbekören Volcanics in total alkali-silica diagram (Le Maitre et al., 1989).

## Fraksiyonel Kristalleşme

Göbekören Volkaniklerinin oluşumu esnasında magmadan itibaren meydana gelen kristalleşmeler, ilk oluşan kristallerin magma ortamını terk etmesi sonucunda fenokristal fazdaki sıvı-kristal temasının kesilmesi ve oluşan fenokristallerin magma ortamından uzaklaşması neticesinde oluşan fraksiyonel kristalleşme ile oluşmaktadır.

Fraksiyonel kristalleşmenin kantları özellikle ana ve eser elementlerin  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı olan değişim diyagramlarında görülebilmektedir.

Ana elementlere göre olan değişim diyagramında  $\text{SiO}_2$  değerinin artışı ile birlikte  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ve  $\text{K}_2\text{O}$  değerlerinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru bir artma eğilimi gözlenirken,  $\text{CaO}$  ve  $\text{MgO}$  değerlerinde ise azalma görülmektedir (Şekil 6).

**Çizelge 1.** Göbekören Volkaniklerinin ana ve eser element analiz sonuçları**Table 1.** Major and trace element compositions of Göbekören Volcanics

Örnek	ST-2	ST-4	ST-7	ST-11	ST-13	ST-16	ST-18	ST-21	ST-22	ST-24
SiO <sub>2</sub>	48.45	47.92	48.50	47.95	48.55	47.17	48.59	47.94	48.05	48.13
TiO <sub>2</sub>	2.06	2.05	2.07	2.11	2.06	1.96	2.02	2.07	2.04	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	14.81	15.27	14.96	15.18	14.61	15.02	15.12	15.16	15.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.68	11.36	11.74	11.65	11.73	11.46	11.75	11.77	11.55	11.59
MgO	7.31	7.38	7.54	7.57	7.06	8.41	7.51	6.93	7.31	6.98
MnO	0.16	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.15	0.16
CaO	9.52	8.97	9.18	9.65	9.28	8.25	9.22	9.21	9.62	9.71
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.11	3.30	3.12	3.29	2.87	3.28	3.21	3.28	3.31
K <sub>2</sub> O	1.32	1.31	1.32	1.42	1.31	1.28	1.32	1.30	1.32	1.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.35	0.35	0.36	0.34	0.34	0.35	0.35	0.35	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.033	0.031	0.033	0.038	0.033	0.032	0.034	0.033	0.031	0.033
LOI	0.3	2.3	0.2	0.7	0.7	3.1	0.4	1.6	0.8	0.9
Total	99.69	99.71	99.68	99.67	99.69	99.64	99.67	99.69	99.69	99.70
Ni	88	88	97	94	93	95	92	97	92	92
Sc	21	20	21	22	21	20	21	21	20	21
V	217	205	212	238	216	203	214	219	210	209
Co	52	47	53	57	52	48	61	57	50	53
Ga	21.3	20.7	20.8	21.1	21.4	19.3	19.8	19.6	19.4	20.0
Rb	17.3	18.2	17.0	17.8	17.8	15.6	16.7	17.7	17.7	16.0
Sr	503	460	501	529	499	631	516	495	502	494
Y	18	18	20	18	19	18	18	20	19	19
Zr	157	155	152	153	154	145	154	157	150	152
Nb	20.2	20.0	19.5	20.7	20.0	18.7	19.3	20.4	19.9	19.7
Ba	238	204	311	313	270	505	309	309	276	276
La	20.3	20.2	20.4	2.5	19.5	18.3	19.4	19.0	20.0	18.5
Ce	40.5	39.8	39.7	40.8	39.8	38.2	38.6	39.6	40.9	38.9
Pr	4.93	4.86	4.84	4.80	4.85	4.48	4.72	4.84	4.78	4.60
Nd	21.0	21.6	20.5	21.9	20.9	19.6	21.0	21.1	20.9	20.7
Sm	4.63	4.40	4.80	4.54	4.41	4.36	4.63	4.58	4.69	4.06
Eu	1.58	1.67	1.59	1.56	1.62	1.43	1.57	1.52	1.57	1.61
Gd	4.87	4.96	4.82	4.74	4.76	4.53	4.76	4.71	4.78	4.73
Tb	0.75	0.72	0.74	0.75	0.75	0.74	0.77	0.77	0.78	0.75
Dy	4.30	4.14	4.30	3.92	4.10	4.01	3.99	4.20	4.15	4.13
Ho	0.78	0.74	0.76	0.71	0.73	0.69	0.73	0.78	0.77	0.74
Er	1.99	1.98	1.89	1.89	1.98	1.69	1.99	1.88	1.87	1.89
Tm	0.26	0.25	0.27	0.24	0.24	0.26	0.24	0.24	0.26	0.27
Yb	1.63	1.64	1.67	1.45	1.48	1.48	1.50	1.64	1.61	1.47
Lu	0.23	0.24	0.23	0.23	0.22	0.21	0.23	0.25	0.20	0.21
Hf	3.8	3.9	3.6	3.5	3.7	3.2	3.7	3.9	3.8	3.4
Ta	1.2	1.3	1.3	1.2	1.3	1.1	1.1	1.2	1.4	1.1
Th	2.7	2.4	2.7	2.5	2.6	2.5	2.4	2.6	2.4	2.4
U	0.9	0.9	0.6	0.5	0.8	0.7	0.5	0.8	0.7	0.5

Örnek	ST-27	ST-28	ST-30	ST-32	ST-34	ST-36	ST-38	ST-41	ST-42	ST-45
SiO <sub>2</sub>	48.36	47.95	47.87	48.20	48.53	48.50	47.94	47.82	47.99	47.26
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.10	2.13	2.16	2.05	2.21	2.11	2.10	2.11	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	15.32	15.32	15.43	15.46	16.06	15.30	15.01	15.17	14.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.27	11.27	11.41	11.40	11.70	11.62	11.57	11.58	11.49	11.35
MgO	7.03	7.10	7.21	7.08	6.85	5.57	7.65	7.84	7.52	7.71
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15
CaO	9.78	9.91	9.85	9.64	9.05	9.00	9.63	9.35	9.47	10.13
Na <sub>2</sub> O	3.26	3.35	3.36	3.42	3.28	3.46	3.06	2.90	2.96	3.12
K <sub>2</sub> O	1.46	1.44	1.49	1.48	1.31	1.48	1.42	1.40	1.41	1.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.35	0.36	0.37	0.35	0.37	0.37	0.36	0.36	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.034	0.032	0.033	0.031	0.032	0.018	0.038	0.036	0.038	0.038
LOI	0.4	0.7	0.4	0.3	0.9	1.2	0.4	1.1	1.0	1.4
Total	99.64	99.66	99.60	99.69	99.70	99.64	99.65	99.67	99.67	99.66
Ni	77	71	75	73	91	58	93	96	82	87
Sc	22	22	22	22	21	20	22	22	22	22
V	225	224	229	227	219	217	225	227	226	218
Co	49	53	56	52	53	43	50	54	55	56
Ga	19.5	19.5	20.9	20.4	20.1	20.6	20.4	20.5	22.1	20.1
Rb	18.5	18.2	19.6	19.3	17.0	18.6	16.9	16.1	17.1	17.9
Sr	562	554	582	516	488	520	544	529	542	556
Y	19	18	19	19	18	20	19	20	20	19
Zr	158	153	160	159	147	161	158	157	163	160
Nb	21.4	20.6	22.1	21.8	19.1	20.9	21.8	21.3	22.9	21.5
Ba	631	434	937	270	290	948	473	376	335	351
La	19.8	18.8	19.8	19.3	19.3	19.7	20.1	20.0	20.9	19.4
Ce	41.1	39.6	42.1	40.4	38.3	41.4	40.9	40.2	40.3	41.0
Pr	4.97	4.70	4.94	5.00	4.81	5.01	4.81	4.95	5.12	4.94
Nd	21.4	21.1	20.9	20.3	20.0	20.2	20.4	21.4	20.6	21.1
Sm	4.76	4.53	4.62	4.63	4.61	4.93	4.63	4.86	5.15	4.71
Eu	1.53	1.46	1.56	1.65	1.53	1.47	1.53	1.56	1.63	1.58
Gd	4.79	4.56	4.91	4.88	4.46	4.76	4.74	4.57	4.77	4.60
Tb	0.75	0.72	0.75	0.78	0.73	0.77	0.73	0.78	0.75	0.77
Dy	4.05	3.70	4.24	4.18	4.05	3.94	4.06	4.16	4.07	4.03
Ho	0.73	0.69	0.76	0.70	0.77	0.73	0.74	0.70	0.75	0.71
Er	2.05	1.87	1.96	2.09	1.93	2.11	1.89	1.90	1.96	2.03
Tm	0.25	.023	0.27	0.25	0.22	0.26	0.25	0.31	0.29	0.26
Yb	1.59	1.63	1.59	1.41	1.71	1.78	1.55	1.67	1.49	1.44
Lu	0.21	0.20	0.23	0.26	0.20	0.23	0.24	0.23	0.23	0.20
Hf	3.9	3.4	4.0	3.8	3.4	3.9	5.0	3.8	3.9	3.8
Ta	1.5	1.2	1.2	1.0	1.3	1.2	1.2	1.3	1.5	1.4
Th	2.7	2.7	2.7	2.5	3.0	3.0	2.3	2.6	2.9	2.6
U	0.9	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	0.4	0.8	0.8



Örnek	ST-47	ST-48	ST-51	ST-54	ST-57	ST-61	ST-63	ST-65	ST-68
SiO <sub>2</sub>	48.02	47.84	47.35	47.56	47.62	47.64	46.56	47.26	47.66
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.08	2.12	2.07	2.09	1.98	2.08	2.07	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	14.99	15.29	14.83	15.12	15.12	14.79	14.88	15.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.57	11.58	11.66	11.58	11.53	11.55	11.32	11.44	11.81
MgO	7.71	7.99	7.31	7.87	7.40	8.10	8.25	7.21	7.23
MnO	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16
CaO	9.52	9.74	9.73	9.94	9.74	9.71	8.89	10.21	9.13
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.30	2.92	3.07	3.02	3.20	2.65	3.01	2.76
K <sub>2</sub> O	1.41	1.40	1.34	1.38	1.40	1.33	1.29	1.35	1.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.34	0.35	0.35	0.36	0.34	0.35	0.36	0.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.037	0.039	0.035	0.039	0.037	0.041	0.033	0.035	0.034
LOI	0.5	0.2	1.4	0.8	1.2	0.5	3.3	1.7	1.4
Total	99.68	99.67	99.67	99.67	99.67	99.67	99.69	99.64	99.68
Ni	87	94	98	93	86	95	80	89	95
Sc	22	22	22	22	22	22	21	22	22
V	224	220	230	221	222	214	214	222	235
Co	59	55	55	56	55	57	47	55	49
Ga	21.0	20.9	20.4	20.0	20.8	20.6	20.8	19.9	20.6
Rb	17.9	18.3	15.6	17.5	17.8	17.1	15.2	16.5	16.3
Sr	522	542	529	545	538	542	483	564	505
Y	18	19	18	20	18	18	18	18	20
Zr	162	160	153	160	158	152	158	158	166
Nb	21.6	21.6	21.4	21.7	21.4	20.5	21.0	21.2	22.6
Ba	232	305	335	296	358	269	200	636	381
La	19.0	19.3	18.7	19.2	19.1	19.2	18.5	19.8	21.4
Ce	39.9	40.5	37.5	39.3	40.1	39.4	38.2	40.5	41.5
Pr	4.87	4.80	4.83	4.90	4.80	4.62	4.77	4.88	5.19
Nd	22.2	20.1	20.0	20.2	20.0	19.5	19.7	19.6	22.3
Sm	5.02	4.45	4.23	4.62	4.70	4.58	4.30	4.79	4.81
Eu	1.52	1.58	1.55	1.55	1.55	1.53	1.63	1.68	1.63
Gd	4.65	4.79	4.73	4.68	4.97	4.72	4.59	4.69	5.19
Tb	0.75	0.73	0.74	0.74	0.72	0.72	0.72	0.72	0.80
Dy	4.19	4.11	4.10	3.92	4.11	4.15	4.06	3.72	4.46
Ho	0.71	0.70	0.74	0.73	0.74	0.75	0.72	0.70	0.81
Er	2.11	2.08	2.03	2.06	2.11	1.93	1.78	2.09	1.95
Tm	0.27	0.25	0.27	0.26	0.27	0.27	0.25	0.24	0.26
Yb	1.56	1.59	1.61	1.41	1.60	1.53	1.58	1.63	1.75
Lu	0.22	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21	0.24
Hf	3.9	3.6	3.6	4.1	3.6	3.6	3.9	4.0	3.9
Ta	1.2	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.3	1.3	1.7
Th	2.7	2.7	2.3	2.3	2.4	2.2	2.3	2.4	2.8
U	0.7	1.0	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	0.5

Örnek	ST-71	ST-74	ST-78	ST-81	ST-82	ST-83	ST-86	ST-91	ST-93
SiO <sub>2</sub>	47.62	48.74	47.40	48.03	48.02	48.83	47.92	48.01	47.23
TiO <sub>2</sub>	2.05	2.16	2.05	2.11	2.06	2.05	2.09	2.12	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	15.85	15.09	15.19	15.13	15.22	15.38	15.72	15.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.62	11.46	11.53	11.57	11.49	11.78	11.49	11.64	11.36
MgO	7.64	6.53	7.46	7.54	7.76	7.52	7.10	7.16	7.85
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	9.07	9.61	9.35	10.15
CaO	9.61	9.16	9.83	9.66	9.68	9.07	9.61	9.35	10.15
Na <sub>2</sub> O	2.85	3.35	3.08	3.33	3.12	3.27	3.18	3.33	3.19
K <sub>2</sub> O	1.24	1.47	1.35	1.40	1.38	1.30	1.39	1.39	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.39	0.35	0.35	0.34	0.34	0.35	0.36	0.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.039	0.020	0.037	0.035	0.036	0.033	0.029	0.030	0.038
LOI	1.2	0.4	1.3	0.3	0.5	0.1	1.0	0.4	0.7
Total	99.67	99.70	99.63	99.68	99.68	99.69	99.68	99.68	99.68
Ni	90	61	94	84	88	92	72	74	94
Sc	22	20	22	22	21	21	21	21	22
V	226	218	217	222	219	211	219	227	226
Co	52	49	57	52	52	53	53	50	55
Ga	19.4	21.8	20.1	18.9	20.2	19.7	19.6	22.5	21.2
Rb	10.9	18.8	18.1	17.8	16.3	17.4	16.3	16.8	16.1
Sr	542	552	568	530	525	513	539	531	513
Y	18	19	18	19	18	18	17	19	18
Zr	155	167	155	159	156	156	152	157	150
Nb	20.3	21.2	21.2	21.5	21.1	20.1	20.4	21.0	21.2
Ba	342	240	648	266	282	252	288	262	257
La	19.0	20.0	18.8	18.7	18.6	19.2	19.1	20.4	18.7
Ce	39.1	43.4	39.6	39.2	39.7	40.0	39.4	41.9	39.4
Pr	4.79	5.25	4.84	4.94	4.69	4.72	4.87	5.23	4.87
Nd	20.4	21.7	19.9	20.7	21.1	20.6	20.7	21.2	20.2
Sm	4.90	4.65	4.54	4.95	4.51	4.92	4.50	4.76	4.95
Eu	1.56	1.73	1.58	1.58	1.56	1.54	1.50	1.66	1.61
Gd	4.91	5.00	4.74	4.51	4.72	4.82	4.64	4.80	4.76
Tb	0.73	0.78	0.75	0.74	0.74	0.74	0.74	0.77	0.72
Dy	4.18	4.34	3.92	4.15	3.93	3.92	4.05	4.19	3.98
Ho	0.71	0.80	0.73	0.72	0.70	0.70	0.73	0.73	0.72
Er	1.91	2.09	1.80	1.97	1.84	1.88	2.07	1.86	2.05
Tm	0.26	0.29	0.26	0.27	0.25	0.28	0.26	0.27	0.26
Yb	1.62	1.72	1.57	1.44	1.52	1.58	1.59	1.59	1.67
Lu	0.19	0.26	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.22	0.21
Hf	3.6	4.3	3.5	3.6	3.6	3.7	3.6	4.0	3.8
Ta	1.1	1.3	1.3	1.2	1.3	1.4	1.3	1.3	1.4
Th	2.4	3.1	2.5	3.0	2.3	2.6	2.6	2.4	2.4
U	0.3	0.8	0.7	0.7	0.5	0.6	0.6	0.5	0.7

Eser elementlere göre olan değişim diyagramlarında ise bazaltlardan trakibazaltlara doğru  $\text{SiO}_2$  içeriğinin artışı ile beraber Ba, Rb, Th ve La içeriklerinde artış, Sr ve Nb miktarlarında ise azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 7). Rb ve Ba elementleri iyonik yarıçapları birbirine benzer litofil elementlerdir. Özellikle Rb ve Ba elementi düşük sıcaklık feldispatlarında ve hornblendlerin bünyesinde K elementi ile benzer davranışlar göstererek daha bol bulunurken, fraksiyonel kristalleşmenin ilk evrelerinde sıvı fazda kalmayı tercih edecektir. Sr ve Nb elementleri ise Ca elementi ile benzer iyonik yarıçapa sahip olması nedeni ile magmanın kristallenmesinin ilk evrelerinde plajiyoklaz minerali tarafından tüketilmekte ve kristallenmenin son evresinde ise daha az bulunmaktadır.

Kalıcılığı yüksek elementlerden olan Th ve La elementleri magma kristallenmesi esnasında genellikle son evrelerde tüketildiklerinden dolayı bazalttan trakibazalta doğru artış göstermeleri olağandır.

Göbekören Volkanikleri hem mineralojik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının varlığı da belirlenmiştir (Şekil 8).

### **Kısmi Ergime ve Kabuksal Kirlenme**

Göbekören Volkaniklerinin kısmi ergime oranlarına baktığımızda ise trakibazaltlardan bazaltlara doğru kısmen de olsa bir artış eğilimi gösterdiği, eser element değişim diyagramları olan La/Lu'un La'a ve Zr'ın La'a olan değişim diyagramlarında belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 9)

Göbekören Volkaniklerinin kabuksal kirlenme etkilerine baktığımızda ise hem bazaltlarda hem de trakibazaltlarda az da olsa kabuksal kirlenme etkileri izlenmektedir (Şekil 10). Bu kirlenme nispeten trakibazaltlarda bazaltlara göre bir miktar daha fazladır.

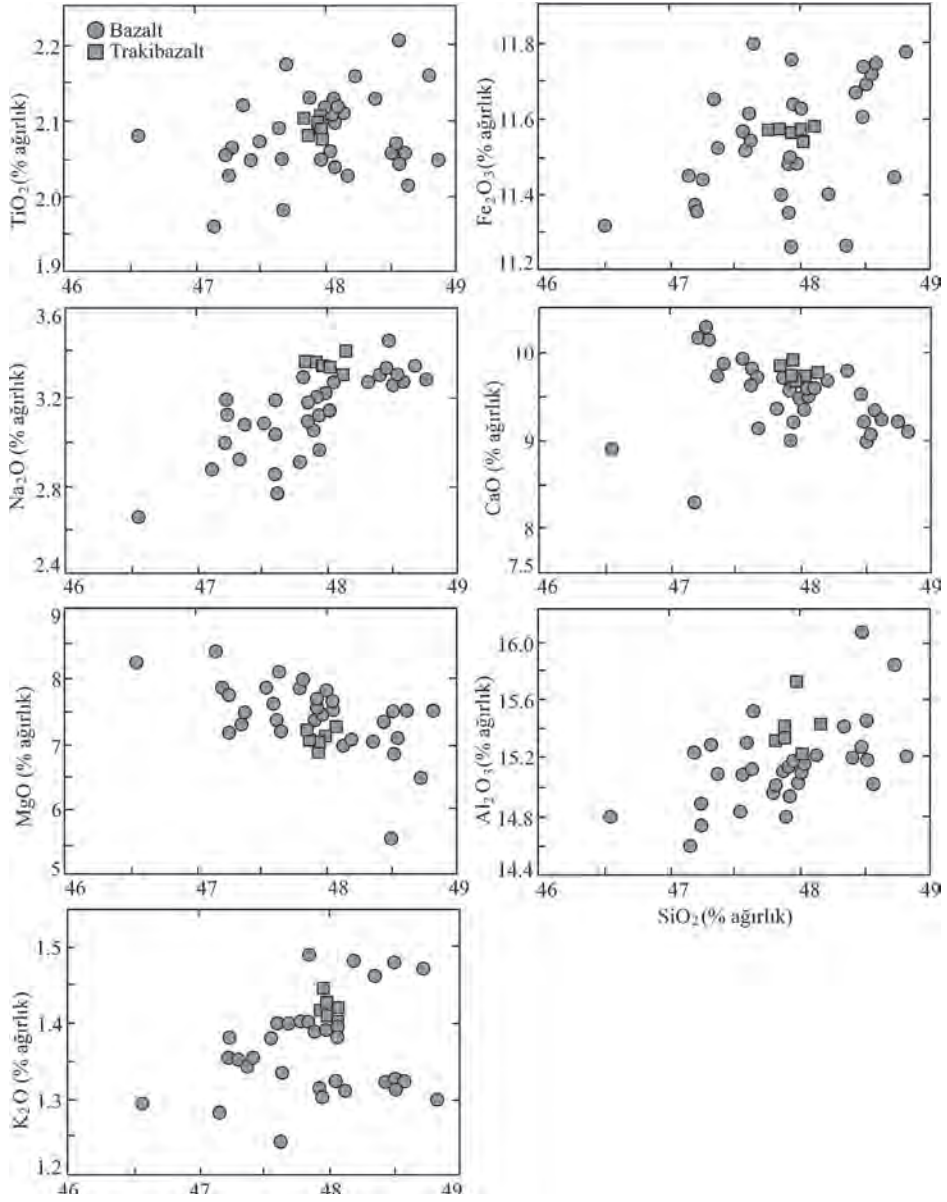
### **Manto Kaynağı**

Birincil mantoya ve Kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramındaki iz element profilleri değerlendirildiğinde hafif nadir toprak elementleri ağır nadir toprak elementlerine göre zenginlik göstermektedir (Şekil 11a). Bu durum Göbekören Volkanikleri'nde hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleşmiş olması magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğini göstermektedir.

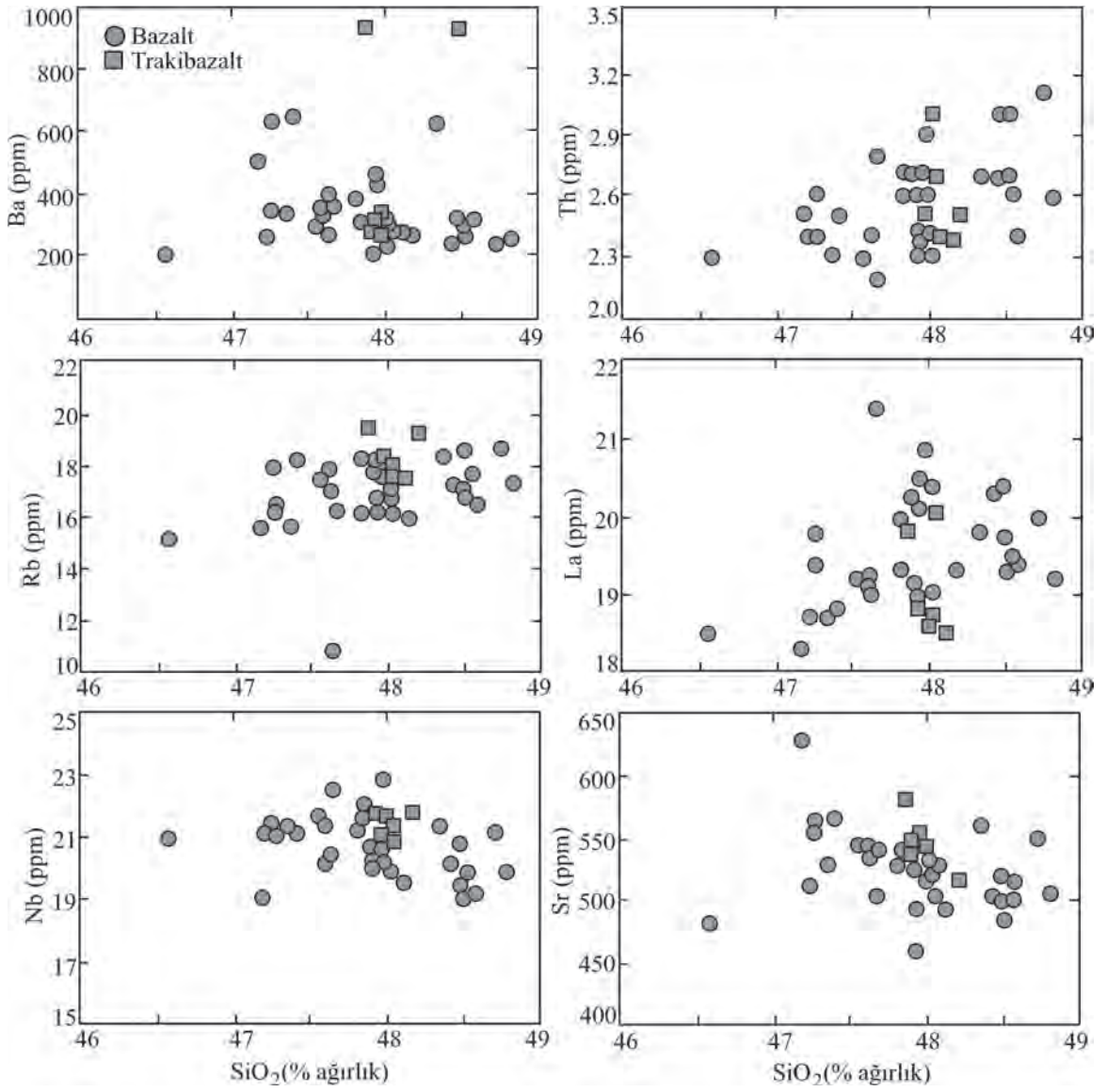
Göbekören Volkanikleri'nde Sr ve Ba gibi büyük iyon yarıçaplı elementlerde pozitif bir dağılım deseni izlenmektedir (Şekil 11b). Büyük iyon yarıçaplı elementlerin pozitif dağılım deseni göstermeleri bu elementlerin mantodaki ergime süreçleri esnasında bölümsel ergimeye daha fazla katıldığını göstermektedir. Buna karşın U ve Rb gibi elementlerde gözlenen negatif dağılım deseni de bu elementlerin bölümsel ergime süreçlerine çok fazla katılmadığına işaret etmektedir.

Göbekören Volkanikleri'nin  $\text{SiO}_2$ 'ye göre olan bazı değişim diyagramlarındaki konumları incelendiğinde kökenleri hakkında bilgiler edinilebilmektedir. Örneğin Nb/U'un  $\text{SiO}_2$ 'ye olan değişim diyagramına bakıldığında; Nb/U oranlarının yaygın olarak 22-45 arasında yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 12a). Alt kıtasal kabuk değerlerinin yaklaşık 25 civarında, üst manto değerlerinin ise  $49 \pm 10$  olduğu göz önüne alındığında (Rudnick and Fountain, 1995), Göbekören Volkaniklerinin manto kökenli bir malzemenin bir miktar kıtasal kabuk ile etkileşime uğradığını düşündürmektedir.

İyonik yarıçaplarından dolayı magmatik tarihçe boyunca jeolojik süreçlerden dolayı fraksiyonlanmaya uğramayan Nb/Ta'ın  $\text{SiO}_2$ 'ye olan değişim diyagramına bakıldığında Nb/Ta oranlarının yaygın olarak 13-19 aralığında yoğunlaştığı görülmüştür (Şekil 12b). Bu oranın kıtasal kabuk da 11-12 civarında, kıta içi alkalin ortamlarda ise 9-18 aralığındadır (Rudnick and Fountain, 1995; Taylor and McLennan, 1985; Taylor, 1967, 1977). Bu bilgiler ışığında Göbekören Volkaniklerinin kıta için alkalin bir magmatizma ürünü olduğu ileri sürülebilir gözükmektedir.

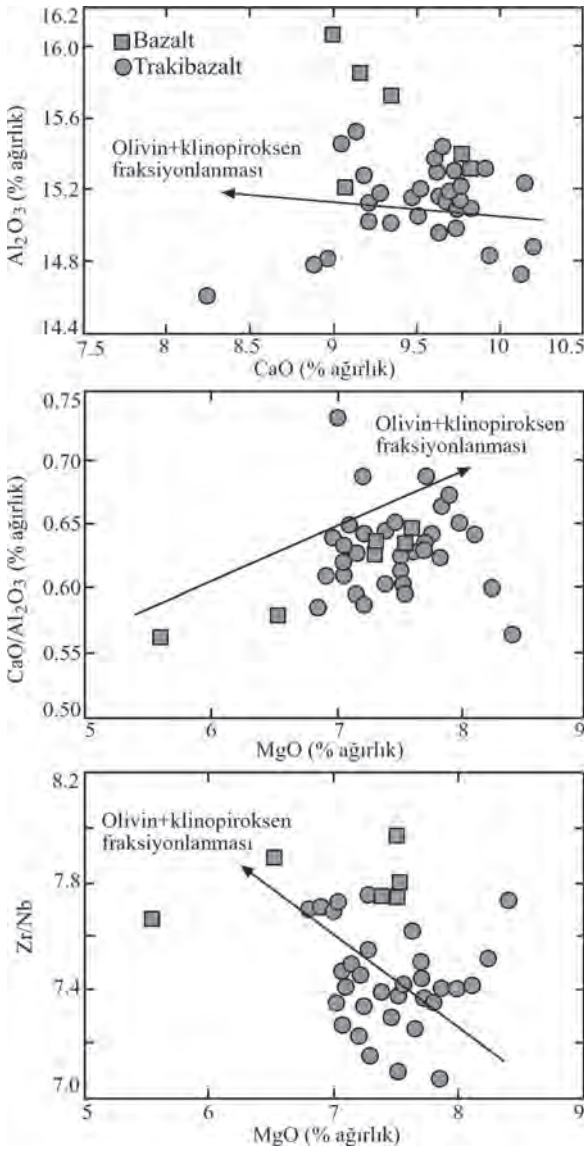


**Şekil 6.** Göbekören Volkanikleri'nin ana element içeriklerinin  $\text{SiO}_2$ 'ye göre olan değişim diyagramındaki konumları.  
**Figure 6.** Variation of selected major elements versus  $\text{SiO}_2$  for Göbekören Volcanics.



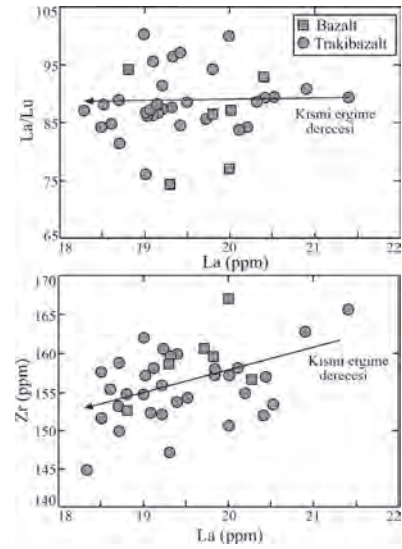
Şekil 7. Göbekören Volkanikleri'nin eser element içeriklerinin SiO<sub>2</sub>'ye göre olan değişim diyagramındaki konumları.

Figure 7. Variation of selected trace element versus SiO<sub>2</sub> for Göbekören Volcanics.



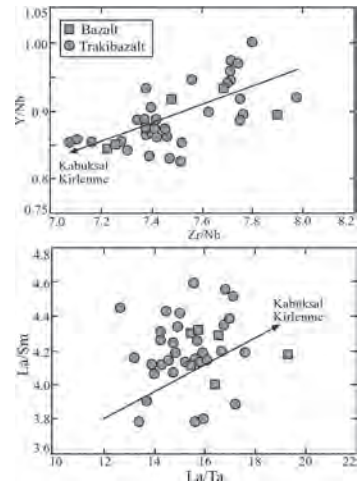
**Şekil 8.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramlarındaki konumları. a)  $Al_2O_3$ -CaO; b)  $CaO/Al_2O_3$ -MgO; c) Zr/Nb-MgO.

**Figure 8.** Variation of selected some major and trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a)  $Al_2O_3$ -CaO; b)  $CaO/Al_2O_3$ -MgO; c) Zr/Nb-MgO.



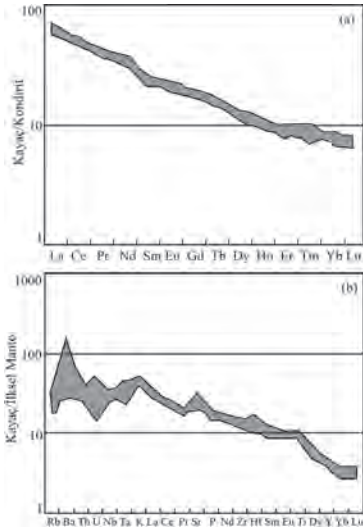
**Şekil 9.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramlarındaki konumları. a) La/Lu-La; b) Zr-La (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, 2016).

**Figure 9.** Variation of selected some trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a) La/Lu-La; b) Zr-La (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, 2016).



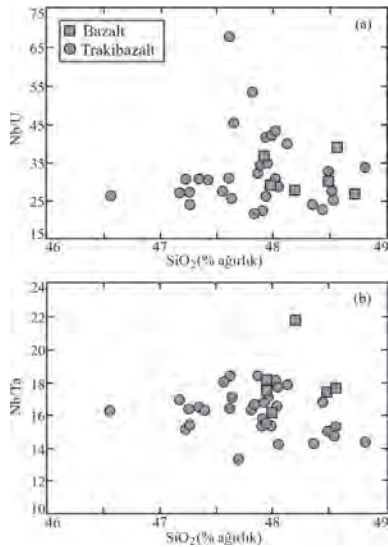
**Şekil 10.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramındaki konumları a) Y/Nb-Zr/Nb (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, T., 2016), b) La/Sm-La/Ta (Alpaslan ve Temel., 2000; Said vd., 2012).

**Figure 10.** Variation of selected some trace elements diagrams of Göbekören Volcanics a) Y/Nb-Zr/Nb (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, T., 2016), b) La/Sm-La/Ta (Alpaslan ve Temel., 2000; Said et al., 2012).



**Şekil 11.** Göbekören Volkaniklerinin eser element konsantrasyonlarının örümcek diyagramları, a) Kondrit (Boynton, 1984), b) İlksel manto (Sun and McDonough, 1989).

**Figure 11.** Spider diagrams for Göbekören Volcanics. Trace element concentrations of lavas to (a) chondrite after Boynton (1984), and (b) primitive mantle after Sun and McDonough, (1989).



**Şekil 12.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramındaki konumları a) Nb/U-SiO<sub>2</sub>, b) Nb/Ta-SiO<sub>2</sub>.

**Figure 12.** Variation of selected some major and trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a) Nb/U-SiO<sub>2</sub>, b) Nb/Ta-SiO<sub>2</sub>.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri; olarak isimlendirilen litodem birimi bazalt ve trakibazaltlardan oluşmaktadır. Jeokimyasal olarak da alkalen karakter sergilemektedir.

Kıta içi bir açılmanın ürünü olarak oluştuğu düşünülen volkanik kayalar afanitik dokulu, koyu siyah-kahverengi, tabakalı, masif ve olivinli bazalt karakterindedir. Taban seviyelerinde lavların göl suyuna temas ettiği yerlerde ise yastık yapıları gözlenmektedir. Bazaltlar çamurtaşları arasında oturma yapılarının geliştiği ve çamurtaşını pişirerek kırmızı renge dönüştüğü seviyeler de izlenmektedir.

Göbekören Volkaniklerinin mineralojik bileşimi; plajiyoklaz, olivin ve ojit minerallerinden oluşmaktadır. Bu mineraller kayalar içerisinde fenokristal ve mikrofeno-kristal halinde gözlenmektedir. Kayacın hamur kısmı ise plajiyoklaz, ojit ve olivin mikrolitlerinden oluşmaktadır.

Göbekören Volkanikleri hem mineralojik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde; bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının varlığı belirlenmiştir. Kısmi ergime oranlarına baktığımızda ise trakibazaltlardan bazaltlara doğru kısmen de olsa bir artış eğilimi gösterdiği eser element değişim diyagramlarından belirgin olarak anlaşılmaktadır. Az da olsa kabuksal kirlenme etkilerini sergilediğini hem bazaltlarda hem de trakibazaltlarda görebilmekteyiz. Birincil mantoya ve Kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramındaki iz element desenleri değerlendirildiğinde; hafif nadir toprak elementleri ağır nadir toprak elementlerine göre zenginlik göstermektedir. Bu durum magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğini düşündürmektedir.

Göbekören Volkanikleri'nin Nb/U oranlarına baktığımızda; yaygın olarak 22-45 arasında değiştiği görülmüştür. Bu durum birimin manto kökenli bir malzemenin bir miktar kıtasal kabuk ile etkileşime uğradığı sonucunu vermektedir. Benzer durum Nb/Ta elementlerinin miktarları incelendiğinde; Göbekören Volkanikleri için bu oran 13-19 aralığında seyretmekte olduğu görülmüştür. Bu sonuçlar Göbekören Volkanikleri'nin kıta içi alkalin bir magmatizma ürünü olduğu sonucunu göstermektedir.

Tüm bu veriler ve gözlemler birlikte değerlendirildiğinde Sivas Baseni içerisinde yer alan Göbekören Volkanikleri'nin litosferik incelenen bir sonucu olarak oluşmuş kıtasal levha içi kökenli plato bazaltlar olarak oluştuğu sonucu ortaya konmaktadır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından M-606 numaralı proje ile desteklenmiştir.

## EXTENDED SUMMARY

*The study area is located at 15 km W-SW of Kangal district of Sivas province. Lithological units are observed in the study area ranging from Late Miocene to Plio- Quaternary in age. The rock units start with Late Miocene-Pliocene Kangal Formation and Upper Pliocene Uzunyayla Formation conformably overlies this unite. Uzunyayla Formation is uncomfortably overlain by the Plio- Quaternary Göbekören volcanics and again uncomfortably over the Quaternary alluvium.*

*The Late Miocene-Pliocene Kangal Formation has a thickness of about 200 m in the study area and consists of sandstone, mudstone and lignite bands in some places. Uzunyayla Formation forms of*

*marl and lacustrine limestone which was placed in conformity to Kangal Formation. Above units, Late Pliocene Göbekören Volcanics with dark brown-black colour, porous, air-bubbled, massive columnar and an approximate thickness of 10 m is composed mostly from basalt and less from trachybasalt.*

*Göbekören Volcanics are holocrystalline porphyritic textures and their mineralogical composition; plagioclase, olivine and augite. These minerals are observed in the rock as phenocrystalline and microphenocrystalline. The matrix part of the rock is composed of plagioclase, augite and olivine microliths.*

*Göbekören volcanics characterizes alkaline as geochemically. Both geochemical analyses and mineralogical observations show that there are olivine and clinopyroxene fractionation from basalts to trachybasalt. As a result of the geochemical investigations, it was observed that Göbekören volcanics has more enriched light rare earth elements than heavy rare earth elements which suggest that the crustal material may be added during the crystallization in the magmatism.*

*When we look at the partial melting rates of the Göbekören volcanics, it is observed that there is an increase tendency towards from the trachybasalts to the basalts. This trend is markedly observed in some trace elements variation diagrams of La/Lu versus La and Zr versus La.*

*Crustal contamination effects are also observed in some trace element ratio diagrams such as Y/Nb versus Zr/Nb and La/Sm versus La/Ta in both basalt and trachybasalts.*

*Göbekören volcanics which is located in Sivas Basin is continental plate basalts which is formed as a result of lithospheric thinning*

## ORCID

Taner Ekici  <https://orcid.org/0000-0002-7420-3877>.



## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H.T., Atalay, Z., Ateş, Ş., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E. 1988. Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 8320, Ankara (yayınlanmamış).
- Alıntı, İ.E. 1961. Kayadibi-Şarkışla bölgesinin jeolojisi ve hidrojeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası 26, 162-199.
- Alpaslan, M., Temel, A. 2000. Petrographic and Geochemical Evidence for Magma Mixing and Crystal Contamination in the Post-Collisional CalcAlkaline Yozgat Volcanics, Central Anatolia, Turkey, International Geology Review, Vol.42, p. 850-863.
- Atabey, E., Bağırsakçı, S., Canpolat, M., Gökkaya, K.Y., Günal, S. ve Kılıç, N. 1994. Gürün Kangal (Sivas) Darende-Hasançelebi arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9760, Ankara (yayınlanmamış).
- Atabey, E. ve Aktimur, H.t. 1997. 1/100.000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-G24 Paftası, No: 48. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G. ve Meşhur, M. 1982. Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeoloji raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü Rapor No: 1601, Ankara (yayınlanmamış).
- Bayhan, H. 1980. Güneş-Soğucak (Divriği) yöresinin jeolojik, minerolojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi, HÜ, 206 s., Ankara.
- Bayhan, H. ve Baysal, O. 1982. Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) Yöresinin Petrografik -Petrolojik İncelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 25, 1-13, Şubat, 1982.
- Baykal, R. 1944. Malatya-Kayseri arasındaki Torosların jeolojik yapısı, MTA, Derleme Raporu, No: 1701 / yayınlanmamış).
- Baykal, F. 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Sivas paftası, MTA yayınları.
- Bilgiç, T. ve Terlemez, İ. 2007. 1/100.000 ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-J36 Paftası, No: 712. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Bilgiç, T. 2014. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Sivas-J38 Paftası. No:211 Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Blumnethal, M.M. 1944. Kayseri ile Malatya arasındaki Toros bölümünün Permo-Karbonifer arazisi, MTA, Dergi, 1/31, 105-118.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63-114.
- Ekici, T. 2016. Collision-related slab break-off volcanism in the Eastern Anatolia, Kepez volcanic complex (Turkey) Geodinamica Acta, Vol.28, No.3, 223-239.
- Erkan, Y. 2011. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi, TMMOB Jeol. Müh. Odası, 5. Baskı. Sayfa, 436. ISBN: 975-395-137-X
- Göç, D., 1993. Yazıurdu (Gürün-Sivas) Yöresinin Stratigrafik ve Sedimenter Petrolojik Özellikleri (Yüksek Lisans Tezi), Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Gökten, E. 1993. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusu'nun kapanımıyla ilgili tektonik gelişi. TPJD Bülteni 5/1, 35-55.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensan, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R. and Zonettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossory of terms. Blackwell, Oxford.
- MacKenzie, W.S. and Guilford, C. 1980. Atlas of rock forming minerals in thin section. John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Moorhouse, W.W. 1969. The study of rocks in thin section. Harper and Row, New York, 514 pp.
- Narin, R. Ve Kavuşan, G. 1993. Sivas-kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A, Yerbilimleri, Cilt 10, Sayı 1.
- Özgül, N., Tuşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, İ., Şenol, M. ve Uysal, Ş. 1981. Munzur Dağlarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No:6995, Ankara (yayınlanmamış).

- Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D., and Höck, V. 2005. Geochemistry and tectonic setting of Divriği ophiolite in the east central Anatolia (Sivas, Turkey): evidence for melt generation within an asthenospheric window prior to ophiolite emplacement onto the Taurides. International symposium on the geodynamics of eastern Mediterranean: active tectonics of the Aegean region. 15-18 June 2005, Kadir Has University, İstanbul, Turkey, p. 224.
- Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D. 2006. Origin and tectonic significance of the metamorphic sole and isolated dykes of the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): Evidence for an break-off prior to ophiolite emplacement Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 15, pp. 25-45, 2006.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. 1995. and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective. Review of Geophysics, 33(3): 267–309.
- Said, N., Kerrich, R., Cassidy, K. And Champion, C. 2012. Characteristics and geodynamic setting of the 2-7 Ga Yilgan heterogeneous plume and its interaction with continental lithosphere; evidence from komatiitic basalt and basalt geochemistry of the Eastern Goldfields Superterrane, Australian Journal of Earth Sciences, Vol,59,2012-Issue 5, p. 737-763.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ. no.42, pp.313-345.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S. Ve Tüfekçi, K. 1987. Şarkışla-Gemerek dolayı Tersiyer havsının stratigrafisi, sedimentolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8118, Ankara (yayımlanmamış).
- Taylor, S. R. 1967. The Origin and Growth of Continents. Tectonophysics, 4(1):17–34.
- Taylor, S. R. 1977. Island Arc Models and the Composition of the Continental Crust. In: Talwani, M., Pitman III III, W.C., eds., Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins. Maurice Ewing Series, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1: 325–335.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Türkcan, A., Yıldırım, T., Satır, M. Harlavan, Y., Açıkgöz, S. 2000. Neogene volcanism of Sivas-Kangal-Gürün-Gemerek-Şarkışla area (abs). In IESCA-2 İzmir.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis: London, Chapman and Hall, 466 p.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie W.S. ve Guilford, C. 1990. Atlas of metamorphic rocks and their textures. John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T. 1989. 1/100.000 Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-G23 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T. 1990. Sivas ile Şarkışla arasındaki bölgenin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9090, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, H., Arıkal, T. ve Yılmaz, A. 2001. Güneş ofiyolitinin (Divriği-Sivas) jeolojisi. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, Ankara.



**Çubukludağ Havzasındaki Neojen Tortullaşması ve  
Volkanizmasının Stratigrafisi, Batı Anadolu**

*Stratigraphy of the Neogene Sedimentation and Volcanism in Çubukludağ Basin, Western Anatolia*

**Fikret Göktaş** 

*119/8 Sok., 6/5, K.3, D.12, Evka-3, Bornova, İzmir*

Geliş/Received : 07.01.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 21.01.2019 • Kabul/Accepted : 31.01.2019 • Baskı/Printed : 08.02.2019  
Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Doğrultu atımlı Tuzla Fayı'nın denetiminde asimetrik bir çöküntü olarak yapılanan Çubukludağ havzasının Alt-Orta Miyosen dolgusu, Çubukludağ grubu kapsamında incelenen Çatalca, Bahçecik, Yeniköy ve Tahtalı formasyonları ile Cumaovası volkanitlerinden oluşur. Kömürlü bataklık aradüzeyleri kapsayan göl ve akarsu çökellerinden oluşan Çatalca formasyonunun stratigrafik tabanı gözlenmez. Çökeltme ortamının ani değişimiyle belirlenen bir uyumsuzlukla Çatalca formasyonu üzerine gelen Bahçecik formasyonu, göle açılan yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtan kıvılcımsı renkli çakıltaşlarından oluşur ve tatlı su algli gölsel kireçtaşı aradüzeyleri (Sarımustafa Üyesi) kapsar. Bahçecik formasyonu üzerine olası uyumsuzlukla gelen Yeniköy formasyonu, yelpaze deltası ve göl çökellerinden oluşur. Akselvi üyesi adıyla tanımlanan yelpaze deltası istifinin su üstü çökellerini kapsayan alt bölümü, genellikle kıvılcımsı renkli ve düşük dokusal olgunlukta flüviyal çakıltaşlarından yapıldır. Üst bölüm ise, gölsel kiltası-silttaşı aradüzeyleri kapsayan flüviyal kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı egemen istifiyle simgelenir. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Akselvi üyesi üzerine gelen gölsel Edil üyesi, laminalı şeyl egemen istifinden oluşur ve Cumaovası volkanizmasının erken dönemine ait felsik piroklastik aradüzeyler kapsar.

Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşerek Tahtalı formasyonu çökeliyle yanal ilişkili gelişim gösteren ve kalkalkali riyolitik volkanitlerle simgelenen Cumaovası volkanizması iki evrelidir. Birinci evrenin piroklastikleri üzerine yerleşen riyolitik lavlarından,  $13,0 \pm 0,4$  My ile 13,8 My arasında değişen K/Ar yaşları alınmıştır. Freatomagmatik volkanizmanın birinci evresi, Edil üyesinin çökeldiği göl içinde gelişmiştir. Piroklastik akma çökelleri ve riyolitik lavlarıyla simgelenen ana patlama evresinde göl bütünüyle dolmuştur. Birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle, Yeniköy formasyonunun çökeldiği havza kapanmış ve volkanik aksın doğusunda kalan alanda Tahtalı formasyonunun dolgulandığı alt havza biçimlenmiştir. Esas olarak örgülü akarsu çökellerinden oluşan Tahtalı formasyonu, ikinci evre Cumaovası volkanitleriyle yanal ilişkilidir. Havzanın güney kenarındaki Bornova Fliş Zonu üzerinde uyumsuz konumlu alüvyon yelpazesi çökelleriyle (Sakartepe üyesi) başlayan Tahtalı formasyonu istifi içinde/üzerinde, Çamköy kireçtaşı üyesi adıyla tanımlanan geçici göl çökelleri yer alır.

Alta alüviyal Akçaköy formasyonu ve üstte yer alan gölsel Buca formasyonundan oluşan Gaziemir grubu, olasılıkla Geç Miyosen-Erken Pliyosen tortullaşmasını simgeler. Akçaköy formasyonu, Geç Miyosen havzasının batı ve doğu kenarlarından havza ortasına doğru gelişen alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır. Havza kenarlarında yanallı girik, iç kesimlerde ise düşey geçişli olarak Akçaköy alüviyal istifi üzerine gelen gölsel Buca formasyonu, kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ve yeşil renkli kiltası-silttaşı istiflerinden (Develi üyesi) oluşur.

**Anahtar kelimeler:** Batı Anadolu, Çubukludağ Neojen havzası, Neojen Stratigrafisi, Neojen volkanizması

**Abstract:** *The Lower-Middle Miocene fill of Çubukludağ basin, formed as an asymmetric depression under the control of strike-slip Tuzla Fault, comprises Çatalca, Bahçecik, Yeniköy and Tahtalı formations, all of which are studied under the name Çubukludağ group, as well as Cumaovası volcanics. Composed of lacustrine and fluvial deposits with coal-bearing marsh interbeds, Çatalca formation has not any observed lower stratigraphic contact. Bahçecik formation, which overlies the Çatalca formation with an unconformity marked by an abrupt change in the depositional environment, consists of red-claret red conglomerates deposited in a lacustrine fan delta, including freshwater alga-bearing lacustrine limestone interbeds (Sarımustafa Member). Yeniköy formation overlies the Bahçecik formation unconformably and contains fan deltaic and lacustrine deposits. The lower part of a fan delta succession, named as Akselvi member, is made from red-claret red fluvial conglomerates with a low-textural maturity. The upper part is a succession that is dominated by fluvial sandstone, pebbly sandstone, conglomerate with interbeds of lacustrine claystone-siltstone. Lacustrine Edil member, overlying Akselvi member with a relationship of lateral-vertical transition, contains a laminated-shale dominated succession and bears felsic pyroclastic interbeds, products representing an earlier period for Cumaovası volcanism.*

*Became active in late periods of the sedimentation during which Yeniköy formation occurred, Cumaovası volcanism has two stages of volcanism marked by calc-alkaline rhyolitic volcanics, showing a lateral interfingering relationship with the deposition of Tahtalı formation. K-Ar ages ranging from  $13,0 \pm 0,4$  Ma to  $13,8$  Ma were obtained from rhyolite lavas emplaced on first-stage pyroclastics. The initial stage of phreatomagmatic volcanism originated in the lake where Edil member was deposited. The lake was entirely filled in the main explosion stage marked with pyroclastic flow deposits and rhyolite lavas. With the emplacement of first-stage Cumaovası volcanics, the basin in which Yeniköy formation had been deposited was closed and the sub basin was formed in the area where Tahtalı formation was filled, located in east of the volcanic axis. Composed of mainly braided river deposits, Tahtalı formation has a lateral interfingering relationship with second-stage Cumaovası volcanics. Intermittent lacustrine deposits, described as Çamköy limestone member, rest on/within Tahtalı formation initiated with alluvial fan deposits (Sakartepe member) overlying over Bornova Flysch Zone at the southern margin of the basin unconformably.*

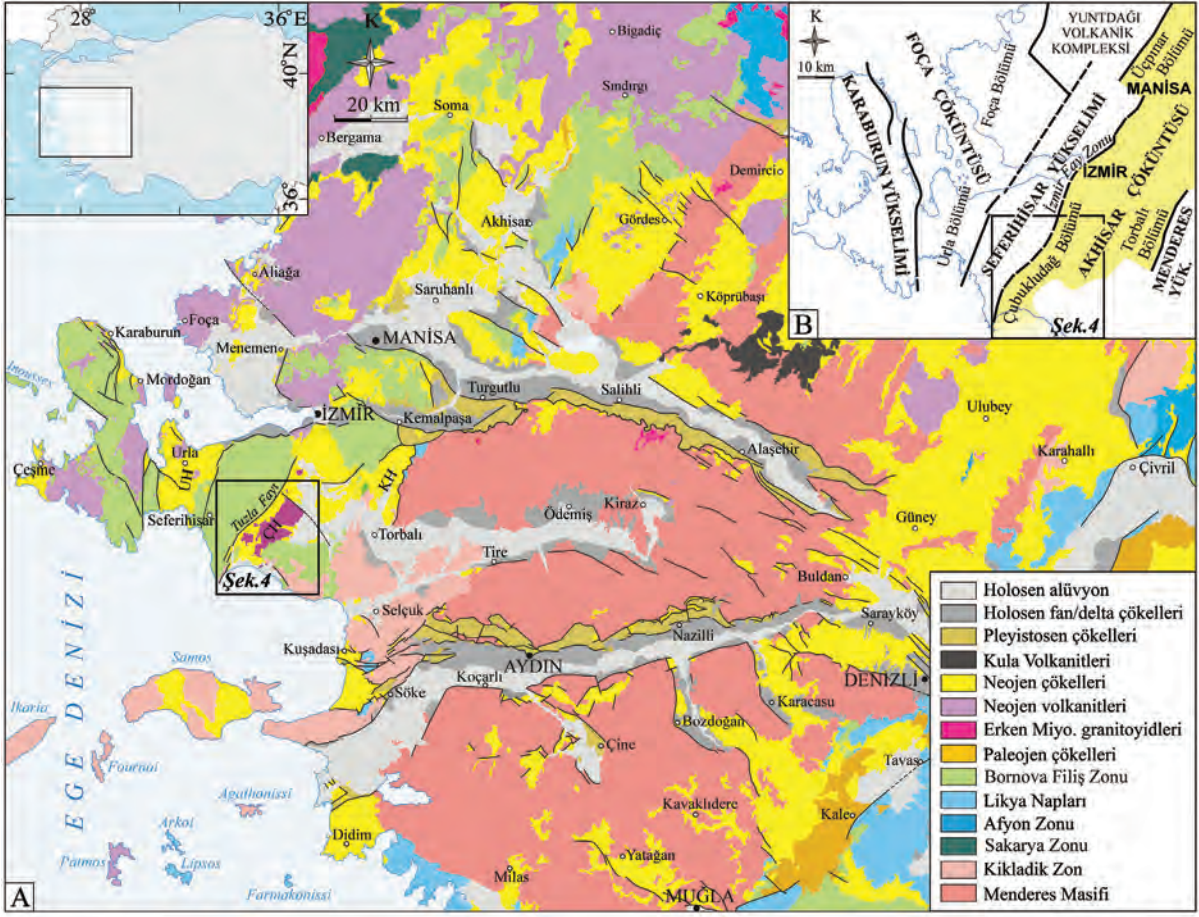
*Gaziemir group, which is built from lower alluvial Akçaköy formation and upper lacustrine Buca formation, indicates the sedimentation occurred during Late Miocene-Early Pliocene. Akçaköy formation reflects sedimentation of the Late Miocene basin, took place on an alluvial fan from its western and eastern basin margins toward its center. Lacustrine Buca formation comprises limestone-dolomitic limestone and green claystone-siltstone successions (Develi member), overlying Akçaköy alluvial succession laterally passing at the basin margins and vertically along the interior parts.*

**Keywords:** *Neogene Çubukludağ basin, Neogene Stratigraphy, Neogene volcanism, West Anatolia.*

## GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, Çubukludağ Neojen havzasının litostratigrafisini yeniden gözden geçirmek ve önceki çalışmaların (Eşder, 1988; Genç vd., 2001) stratigrafik önerilerini tartışmaya açmaktır.

Çubukludağ havzası, KD-GB uzanımlı Akhisar Çöküntüsü'nün (Kaya, 1979) GB'sında yer alan bir Neojen havzasıdır (Şekil 1A). Bu havzanın tek yanlı oluşumu ve dolgulanması, İzmir Fliş zonu kayalarından oluşan Seferihisar Yükselimi ile havza dolgusunu ayıran doğrultu atımlı Tuzla Fayı (Emre vd., 2005) tarafından belirlenmiştir (Şekil 1B).



**Şekil 1.** A) Çubukludağ havzasının bölgesel jeolojik konumu ve B) Akhisar Çöküntüsü (Kaya, 1979) içindeki yeri. CH: Çubukludağ havzası, KH: Kocaçay havzası, UH: Urla havzası.

**Figure 1.** A) Regional geologic setting of Çubukludağ basin, B) its location within Akhisar Depression (Kaya, 1979). CH: Çubukludağ basin, KH: Kocaçay basin, UH: Urla basin.

Çubukludağ havzasında yürütülen başlıca çalışmalar, kömür jeolojisi (Müller, 1937; Arni, 1937; Engin, 1965), genel jeoloji-jeotermal enerji (Ürgün, 1970; Eşder ve Şimşek, 1975; Eşder, 1988), volkanizma (Zucci, 1970; Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Özgenç, 1975, 1978; Karacık ve Genç, 2011, 2012, 2013; Karacık vd., 2013), Neojen stratigrafisi ve tektoniği (Kaya, 1979, 1981; Genç vd., 2001), Pliyo-Kuvaterner tektoniği (Uzel ve Sözbilir, 2008), volkanizma ve gemoloji (Wipp, 2006) ile Miyosen palinoflorası (Kayseri-Özer vd., 2014) üzerinedir. Akartuna (1962), bölgedeki karasal Neojen tortullaşmasını

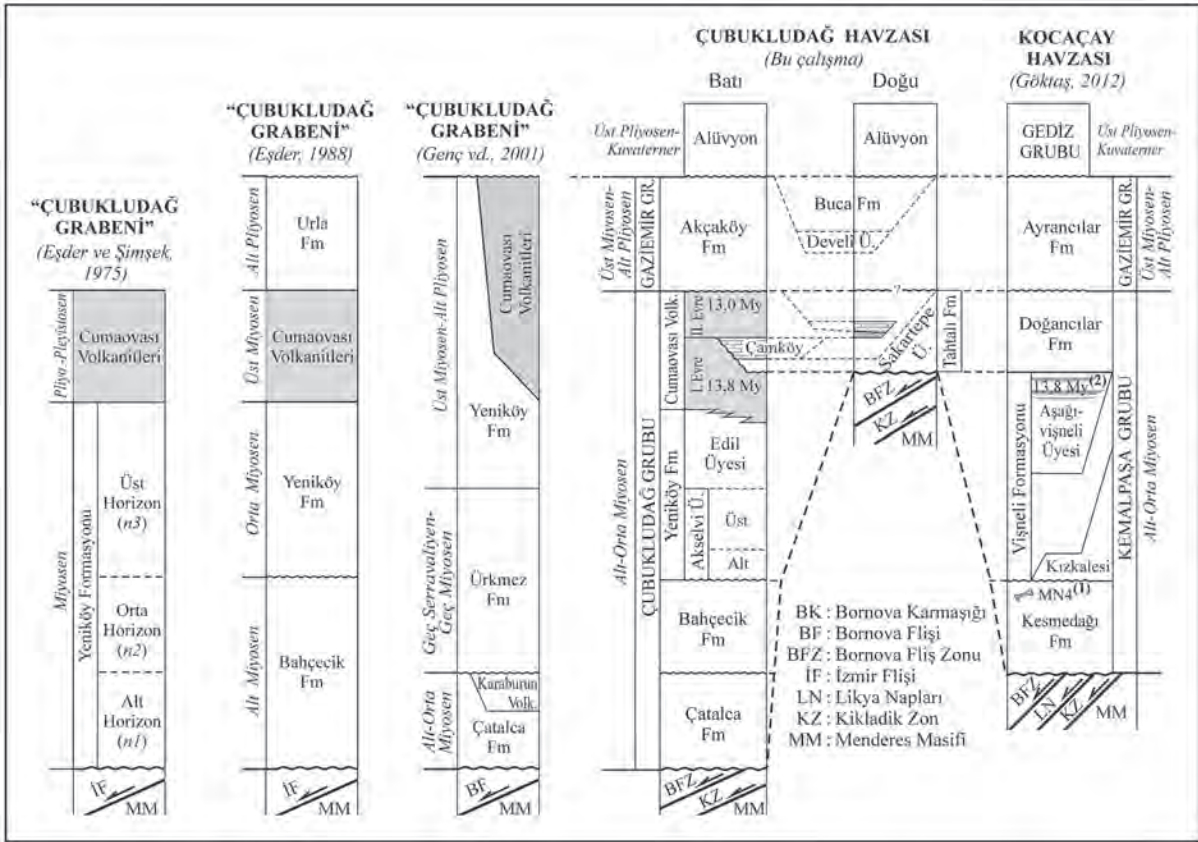
*Alt seri* ("çakıltaşı, kumtaşı, marn, kil, kireçtaşı, volkan tüfü") ve *Üst seri* ("kireçtaşı, marn, kil, volkan tüfü") olmak üzere başlıca iki bölümde incelemiştir. Araştırmacı, ağırlıklı olarak görsel kireçtaşlarından oluşan Üst serinin, içerdiği gastropod faunasına dayanarak Dasiyen (Erken Pliyosen) yaşlı olduğunu ileri sürmüştür, Genç vd. (2001)'nin stratigrafisinde de bu veri kullanılmıştır (Şekil 2). Genç vd. (2001), Cumaovası volkanitlerinden 11,5 My ve 9 My yaş alındığını ileri sürerler. Bu çalışmada değinilen 11,5 My yaşı, kaynak gösterilen çalışmalarda (Borsi vd., 1972 ve Özgenç, 1978) yer almamaktadır. 9 My

yaşı da “yayınlanmamış bilgiye” dayanır, detay verilmemiştir. Bu güvenilir radyometrik veriler, Uzel ve Sözbilir (2008)’de, sorgulanmaksızın aynen kullanılmış ve Cumaovası volkanizması salt bu verilere dayanılarak iki evreli kabul edilmiştir. Karacık ve Genç (2013), Cumaovası havza dolgusu için Genç vd. (2001)’nin stratigrafisini esas almış ve Akartuna (1962)’nin verisine dayanarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kabul edilen Yeniköy formasyonu ile onun üzerine koydukları Cumaovası volkanitlerinden Karacık vd. (2013)’nin aldığı geç Erken Miyosen yaşları (17,2-17,9 My) arasındaki çelişkinin açıklamaya muhtaç olduğunu belirtmişlerdir. Kayseri-Özer vd. (2014), tortul istifin Cumaovası volkanitleri altında kalan bölümünde, Burdigaliyen-Langiyen ve Serravaliyen’i gösterdiği önerilen iki farklı sporomorf topluluğu tanımlamış ve Cumaovası volkanizmasının 12,5 My-9 My arasında sınırlandırılabilirliğini ileri sürmüştür. 12,5 My yaşının (Borsi vd., 1972)’ne ait olduğu bilinmekle birlikte, 9 My yaşı için kaynak gösterilen Yılmaz (1997)’da böyle bir radyometrik verinin olmadığını belirtmek gerekir. Çubukludağ grubunun üst yaşı konusunda, çökellerle sinsedimanter ilişkili olan Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisi önem kazanmaktadır. Bu yönde yapılan son K/Ar analizlerinde, 17,2-17,9 My (Karacık vd., 2013) ve 13,2-13,8 My (Göktaş, 2013) gibi birbiriyle çelişen iki farklı yaş grubu ortaya çıkmıştır.

Çubukludağ havzasında yürütülen önceki çalışmalarının başlıcalarında (Eşder, 1988; Genç vd., 2001), önerilen stratigrafi kurguları bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Korelasyon tablosunda görüldüğü gibi, eski çalışmalarla bu çalışmanın sonuçları arasında, zaman-kayastratigrafik uyumsuzluklar bulunmaktadır (Şekil 2).

## NEOJEN ÖNCESİ TEMEL KAYALARI

Çubukludağ Neojen havzası, Üst Kretase-Paleosen yaşlı İzmir-Ankara Zonu kayaları (*Kretase Flişi*: Parejas, 1940, Brinkmann, 1966, Brinkmann ve İzdar, 1971; *Üst Kretase Flişi*: Akartuna, 1962; *İzmir Fliş Formasyonu*: Öngür, 1972; *İzmir Flişi*: Eşder ve Şimşek, 1975, Eşder, 1988; *Bornova Flişi*: Konuk, 1977; *Kretase-Paleojen Flişi*: Başarır ve Konuk, 1981; *Bornova Karmaşığı*: Erdoğan, 1985, 1990; *Bornova Fliş Zonu*: Okay ve Siyako, 1991) üzerinde açınmıştır (Şekil 1). Bornova Fliş Zonu, kumtaşı-şeyl egemen bir matriks içinde yer alan radyolarit, bazik/ultrabazik kaya ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşı bloklarından yapıldır. Havzanın güneydoğusunda yüzeyleyen Bornova Fliş Zonu kayalarının, metamorfik kompleks üzerinde tektonik konumlu olduğu Eşder (1988) tarafından gösterilmiştir. Bu mavişist-eklojit fasiyesindeki yüksek basınç metamorfite, Kikladlar’ın Batı Anadolu’daki uzantısı olarak kabul edilmektedir (Candan vd., 1997). Selçuk çevresinde yüzeyleyen Kikladik metamorfite, altta Triyas-Üst Kretase yaşlı düzenli bir istif ve üstte yer alan olası Üst Kretase yaşlı metaolistostromdan oluşan iki tektonik dilimle simgelenir. Triyas-Üst Kretase yaşlı istif, altta metakırıntılılar ve üstte metakarbonatlardan oluşur. Eşder (1988) tarafından “Dereboğazı Şistleri” adıyla ayırtılan alt kırıntılı istif, çeşitli mikaşistler ile bunların içinde yer alan metavolkanit ve metaçakıldaş arakatıklarından yapıldır. Metakırıntılı istifin üzerine, uyumlu ve geçişli dokanaklarla platform türü mermerler gelir (“Dereboğazı Mermerleri”): Eşder, 1988). Mesozoyik mermerler, tektonik bir dokanakla metaolistostrom (“Doğanbeyburnu Metamorfikleri”): Eşder, 1988) tarafından üzerlenir. Metaolistostrom, pelitik bir matriks içerisinde yer alan yüksek basınç kayaları, serpantin ve mermer bloklarından yapıldır (Çetinkaplan vd., 2007).



**Şekil 2.** Çubukludağ havza dolgusuna yönelik önceki çalışmaların başlıcalarında önerilen genelleştirilmiş stratigraflerin bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılması. <sup>(1)</sup>: Kaya vd. (2007), <sup>(2)</sup>: Sözbilir vd. 2011).

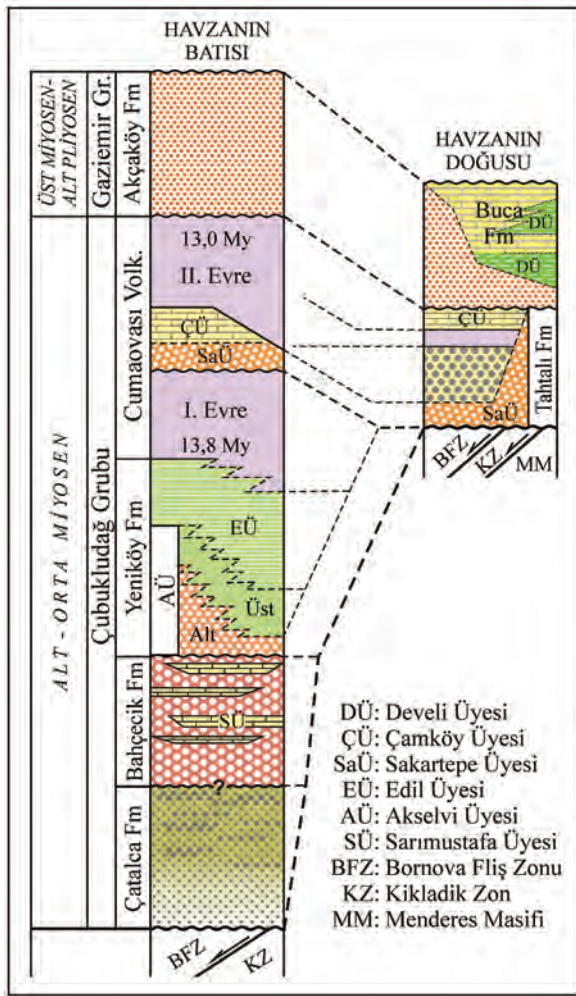
**Figure 2.** Correlation of the results provided by this study with generalized stratigraphies put forward by the leading previous works focused on Çubukludağ basin fill. <sup>(1)</sup>: Kaya et al. (2007), <sup>(2)</sup>: Sözbilir et al. 2011).

Seferihisar Yükselimi'ni oluşturan Bornova Fliş Zonu üzerindeki Neotetis'ten kalıntı havzalarda çökelmiş sığ denizel Eosen'in varlığı, bu çalışmada tanımlanan Bahçecik formasyonu içindeki Nummulites'li çakıllardan anlaşılmaktadır (Akartuna, 1962; Eşder, 1988). Seferihisar Yükselimi, Erken Miyosen havza açılımından Günümüz'e kadar geçen sürede deforme olarak aşınmış ve çökmezlik alanı olarak kalmıştır. Aşınma sürecinde, Bornova

Fliş Zonu üzerindeki sığ denizel Eosen çökelleri jeoloji kaydından silinmiştir.

## NEOJEN TORTULLAŞMASI

Çubukludağ havzasında yüzeyleyen karasal Neojen çökelleri, Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubu ve Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Gaziemir grubu kapsamında incelenmiştir (Şekil 3 ve 4).



**Şekil 3.** Çubukludağ havza dolgusunun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

**Figure 3.** Generalized stratigraphical section of the Çubukludağ basin fill

### Çubukludağ Grubu

Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde açılı uyumsuzlukla gelişen Erken Miyosen tortullaşması, altta Çatalca formasyonu ve uyumsuzlukla üstte yer alan Bahçecik formasyonu ile simgelenir. Tabanı gözlenmeyen Çatalca formasyonu istifi, linyitli göslel çökellerle başlayıp yelpaze deltası çökelleriyle sona erer. Kaba taneli yelpaze deltası çökellerinden oluşan Bahçecik formasyonu, yanal süreksiz göslel kireçtaşı

aradüzeyleri kapsar. Havzanın kuzey bölümünde Bahçecik formasyonunu uyumsuzlukla üstleyen ve alüviyalden göslel ortama evrilen Yeniköy formasyonu ile havzanın doğusunda yüzeyleyen alüviyal, flüviyal ve göslel çökellerden yapıtlı Tahtalı formasyonu Orta Miyosen tortullaşmasını temsil eder. Cumaovası volkanitleri, Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşen ve Tahtalı formasyonu çökeliyle yanal ilişkili gelişim gösteren kalkalkali riyoilitik volkanitlerden oluşur (Şekil 3 ve 4). Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisine (12,5 My: Borsi vd., 1972; 13,8-13,0 My: Göktaş, 2013) dayanılarak, Çubukludağ grubunun geniş anlamda Erken-Orta Miyosen tortullaşmasını temsil ettiği kabul edilmiştir. Çubukludağ grubu, Kocaçay havzasında Sözbilir vd., (2011) ve Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Kemalpaşa grubunun zaman-kayastratigrafik eşdeğeriştir.

Çubukludağ grubunun, Tahtalı formasyonuna kadar olan kaya birimlerinin stratigrafik dizilimi ve alansal dağılımı, düzenli ve eksiksiz bir istiflenmenin gözleendiği Yeniköy çevresinde belirlenmiştir (Şekil 5). Çubukludağ grubu tortullaşması, “İzmir fay zonu”nun (Kaya vd., 2007) GB devamını oluşturacak şekilde Erken Miyosen’de etkinleşerek Çubukludağ havzasının bakışsımsız yapılmasını batıdan belirleyen “eski” Tuzla Fayı’nın (Emre vd., 2005) denetiminde gelişmiştir. Etkinliği günümüze dek süren doğrudu atımlı Tuzla fayının düşey bileşenleri, özellikle Çatalca formasyonunun kendisinden genç birimlerin altına kısmen ya da tamamen gömülmesine neden olmuştur.

### Çatalca Formasyonu

Çubukludağ grubunun gözlenebilen en alt bölümünde yer alan Çatalca formasyonu (Genç vd., 2001), kömürlü bataklık düzeyleri içeren göslel süspansiyon çökelleriyle başlar ve esas olarak deltaik çökellerden oluşur. Formasyon, ilk kez Eşder ve Şimşek (1975)’te “Alt horizon”



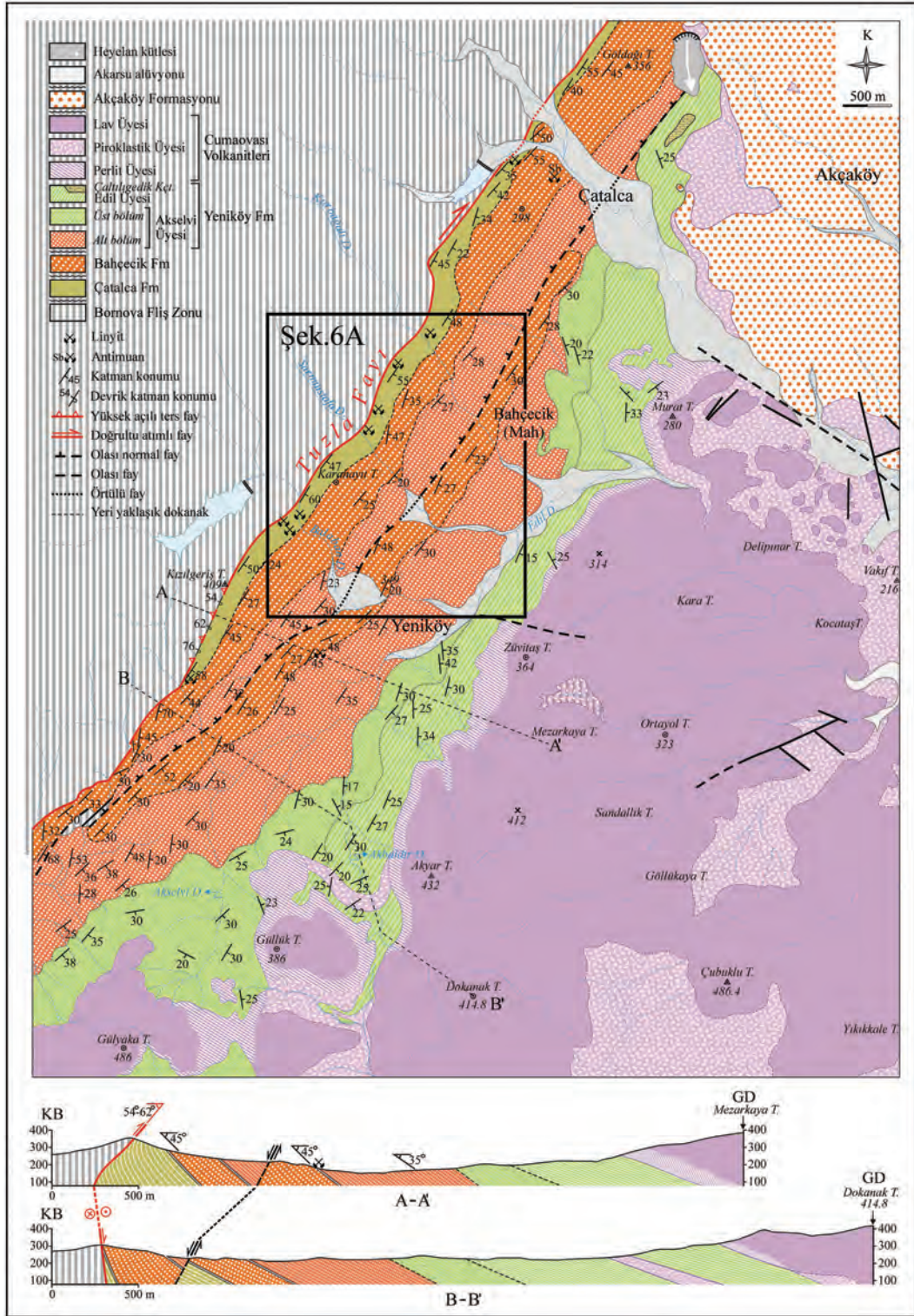
başlığı altında yöntemsiz tanımlanmıştır. Tortul istif, Eşder (1988)'in tanımladığı Bahçecik formasyonunun alt bölümüne karşılık gelir (Şekil 2). Bu çalışmada, birimin istiflenme düzeni ile kayatürü bileşimini yeniden gözden geçirmek amacıyla, Sarımustafa Dere (SD-I) ve Kurbağalı Dere (KD-I) vadilerinden tip kesitler alınmıştır (Şekil 6 B, C).

Çatalca formasyonu, havzanın kuzey bölümünün batı kenarında, Tuzla fayının KD-GB uzanımına koşut olarak yanal süreksiz dar bir koridor şeklinde yüzeylenir (Şekil 4 ve 5). Fayın günümüze kadar süren etkinliğine bağlı olarak, havzanın güney bölümünde Bahçecik formasyonu altına gömülerek sıfırlanır (Şekil 4). Aynı nedenle stratigrafik tabanı gözlenemeyen istifin görünür kalınlığı, 185 metre (Şekil 6 B: SD-I) ile 145 metre (Şekil 6 C: KD-I) arasında değişir.

Çatalca formasyonu istifi, kayatürü bileşimi görece farklı "alt" ve "üst" bölümlere ayrılarak incelenmiştir. Alt bölüm, kömürlü bataklık düzeyleri içeren ince kırıntılı gösel çökellerden oluşur. Büyük ölçek çapraz katmanlı çakıltaşı-kumtaşı topluluğu ile simgelenen kaba kırıntılı delta çökellerinin egemen olduğu üst bölümün, tatlı su algli bir kireçtaşı düzeyi ile sonlandığı kabul edilmiştir. İstif genelinde alttan üste, su altı dağıtım kanalları ve/ya da küçük ölçekli delta lobları olarak yorumlanan çapraz katmanlı kırıntılı düzeylerin giderek artan oranda tortullaşmaya katılması, ortalama tane boyu üste doğru kabalaşan regresif bir istif oluşturur. Birimin yayılım alanı içinde, KD'dan GB'ya doğru kumtaşı-çakıltaşı topluluğunun kümülatif kalınlığında belirgin artış görülür. Ölçülü stratigrafi kesitlerine göre, Kurbağalı Dere'de ince kırıntılı çökellerin egemen olduğu gösel istif içinde %25 oranında bulunan çapraz katmanlı kumtaşı-çakıltaşı topluluğu, GB'daki Balaban Dere'ye doğru %50 oranına yaklaşır.

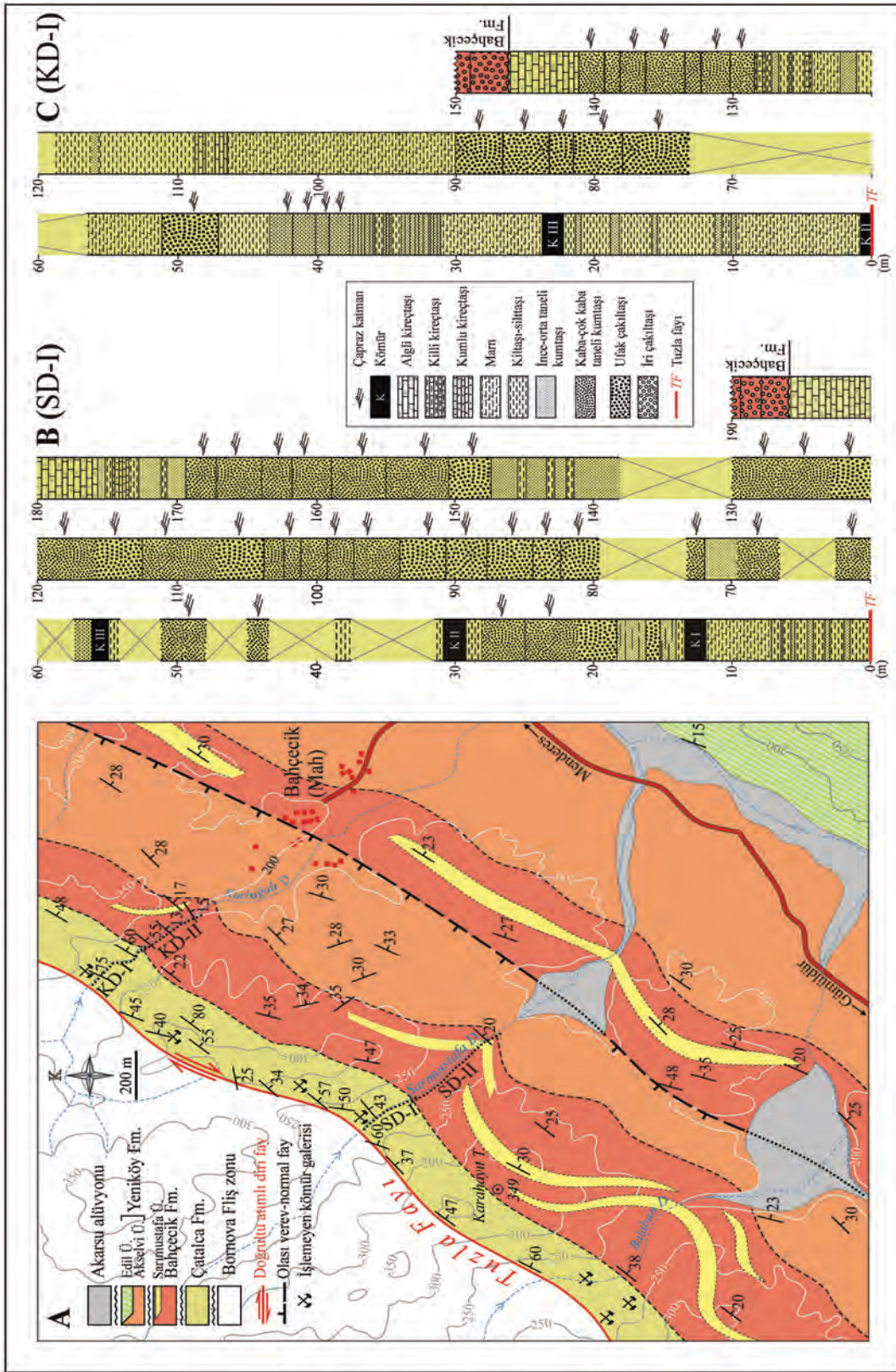
**Alt Bölüm:** Tortul istifin yaklaşık 80 metre (SD-I) ile 47 metre (KD-I) arası görünür kalınlıklardaki alt bölümüne, çapraz katmanlı kumtaşı-küçük çakıltaşı seyrek arakatlıları içeren gösel süspansiyon çökelleri egemendir. Gösel çökeller, baskın olarak kil-silt karmaları ile az oranda ince taneli kumtaşlarından oluşur ve seyrek olarak killi kireçtaşı arakatmanları kapsar. Bataklık çökelleri ile başlayan gösel istifin gözlenebilen en alt bölümünde, 80-110 cm arasında değişen kalınlıklarda üç ayrı kömür düzeyi (alttan üste KI, KII ve KIII) bulunur. SD-I'de gözlenen üç kömür düzeyi, yaklaşık 45 metrelik bir horizon içinde yer alır. KI ve KII düzeyleri arasında ölçülen yaklaşık 16 metrelik bölümün %62'sini akarsu tortullaşmasını yansıtan teknesel çapraz katmanlı kaba kumtaşları (3 m kalınlığındaki küçük çakıltaşı düzeyini izleyerek çökelmiş 7 m kalınlıktaki çok katlı kaba-çok kaba kumtaşı katmanları) oluşturur. İstifin kalan bölümü, az belirgin yatay katmanlı ince kumtaşı ve değişen oranlarda kil-silt karmalarından yapıları çamurtaşı-marn düzeylerinden oluşur. KII ve KIII düzeylerinin arası, SD-I'de 24 metredir ve genellikle örtülü olduğundan yeterince irdelenememiştir. KD-I'de ise 21 metre ölçülmüş; karbonat kapsamı değişken kıltaşı-silttaşı topluluğundan oluştuğu ve desimetrik kalınlıklarda ince-orta kumtaşı aradüzeyleri kapsadığı belirlenmiştir. KD-I'deki KII ve KIII kömürleri üzerine, 7-9 metre arasında değişen kalınlıklarda marn düzeyleri gelir. KIII kömürünü üzerleyen 7 metre kalınlığındaki mavimsi gri renkli marn düzeyini izleyerek, toplam 12 metre kalınlığa ulaşan ince-orta taneli kumtaşları çökelmiştir. Az belirgin yatay katmanlı kumtaşı düzeyleri içinde, seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda masif çamurtaşı arakatmanları bulunur.





Şekil 5. Yeniköy çevresinin jeoloji haritası.

Figure 5. Geological map of the area surrounding Yeniköy.



**Şekil 6.** A) Bahçecik Mahallesi çevresinin jeolojisi ve Çatalca formasyonundan alınan ölçülü stratigrafi kesitleri; B) Sarimustafa Dere ÖSK (SD-I), Kurbağalı Dere ÖSK (KD-I).

**Figure 6.** A) Geology of the area surrounding Bahçecik Mahallesi and measured stratigraphic sections taken from Çatalca formation; B) MSS of Sarimustafa Dere (SD-I), MSS of Kurbağalı Dere (KD-I).

**Üst Bölüm:** Tortul istifin üst bölümü, teknesel çapraz katmanlı kırıntılı kayaların tekil ve kümülatif kalınlıklarındaki artışla simgelenir. İstif içinde ilk çakıltaşı düzeyinin ortaya çıkışıyla (SD-I'de 80-94 metre, KD-I'de 47-51 metre arasında) ayırtılan ve SD-I'de en çok 105 metre kalınlığa ulaşan üst bölüm, ağırlıklı olarak deltaik çökellerden oluşur ve çapraz katmanlı çakıltaşı aradüzeyleri kapsayan kumtaşı egemen istifyle simgelenir. Yukarıda değinildiği gibi Kurbağalı Dere'den Balaban Dere'ye doğru kalınlık artışı gösteren ve Sarımustafa Dere'de toplam 90 metre ile en yüksek kalınlık değerine ulaşan çapraz katmanlı kumtaşı egemen istifin %70'i kumtaşı, %30'u çakıltaşı ağırlıklıdır. Delta çökelinin başlangıcı kabul edilen ilk çakıltaşı düzeyi yoğun karbonat çimentoludur ve topoğrafyada çıkıntı yaparak Kurbağalı Dere ile Sarımustafa Dere arasında yanal sürekli uzanır. Çakıltaşı düzeyinin SD-I'de en az 14 metre olan kalınlığı, KD-I'de 4 metreye düşer.

Kumtaşı-çakıllı kumtaşı topluluğu genellikle kaba taneli, yüksek dokusal olgunlukta (tane destekli, iyi boylanmış) ve büyük ölçek çapraz katmanlıdır. Yirmi metreye ulaşan kalınlıklarda çok katlı tortullaşma birimleri oluşturan kumtaşı-çakıllı kumtaşı topluluğu, metrik kalınlıklardaki küçük çakıltaşı düzeyleri ile ardalınır ya da yanal-düşey geçiş ilişkisiyle onlarla birlikte bulunur. Sarımustafa Dere vadisindeki soluk sarı renkli kumtaşları zayıf pekişmiş ve dayanımsız olduklarından çok az yüzlek verirler. Kurbağalı Dere vadisinde, yoğun karbonat çimentolu olduklarından iyi korunmuş yüzlekler veren kumtaşlarının gri tonlardaki paleoredüksiyon renkleri su altı çökelimini yansıtır. Yanal ve düşey yönde, çakıltaşı (granulestone) aracılığıyla küçük çakıltaşı derecelenen katmanlara rastlanır. Çakıltaşı ve küçük çakıl (en büyüğü 20 mm) dizilimlerinin ortaya çıktığı kesimlerde çapraz katmanlanma belirginleşir.

Tortul istifi üstten sınırladığı kabul edilen kireçtaşı düzeyinin altındaki kaba-çok kaba taneli kumtaşı düzeyi, kalınlığı (SD-I'de 19 m, KD-

I'de 12 m), topoğrafik çıkıntı yapması ve yanal sürekliliği ile diğer kumtaşı düzeylerinden ayrılır. İyi boylanmış, tane destekli paketlenmiş ve taneler arası birincil gözeneklilik korunmuştur. Kum taneleri karbonatla çimentolanmış olduğundan iyi pekişmiştir. Başlıca kayatürü bileşenleri, Bornova Fliş Zonu içinde blok olarak bulunan Mesozoyik karbonatlarından türemiştir. Küçük çakıl dizilimleri olağandır. Yer yer, -üstleyen kireçtaşı düzeyinde yaygın olarak bulunan-siyahımsı koyu gri renkli, santimetrik büyüklüklerde ve yarı küresel/elipsoidal şekilli algal onkoidler kapsar.

Kaba taneli delta çökelimini yansıtan çakıltaşı litofasiyesi, büyük ölçek çapraz katmanlı ya da içyapısı belirgin olmayan aradüzeyler olarak kumtaşı egemen istif içinde yer alır. Kalınlıkları 3-5 metre arasında değişen düzeyler çok katlıdır ve karbonat çimentoyla tutturulmuş olduklarından kumtaşı egemen istif içinde topoğrafik çıkıntı yaparak yanal yönde izlenirler. Taze kaya rengi açık gridir. Yersel olarak alacalı kırmızı kesimlerine rastlanır. Tane büyüklükleri 2-20 mm arasında değişmekle birlikte, 5-10 mm arasındaki çakıllar çoğunluktadır ve boylanma genel olarak iyidir. Küçük çakıl sınıfının üst sınırına (64 mm) yaklaşan boyutlardaki çakıllara seyrek olarak rastlanır. Çakıllar genellikle iyi yuvarlanmıştır. Çoğunluğu oluşturan diskoidal ve ovoidal çakıllar yanında, küreselliği az çok gelişmiş çakıl formlarına da rastlanır. Çakılların büyük çoğunluğu, Mesozoyik yaşlı karbonat kayalarından türemiştir. Diğer çakıllar flişin matriksinden aktarılmıştır. Paketlenme hamur desteklidir. Hamur, tane destekli, iyi boylanmış ve sıkı pekişmiş kaba kumla simgelenir. Yanal ve düşey yönde, küçük çakıltaşı çakıltaşına, çok kaba ve kaba kumtaşına derecelenmeler olağandır. Çakıltaşı litofasiyesi içinde yer alan kaba-çok kaba kumtaşı mercikleri içinde, genellikle çapraz katmanlanmaya uygun dizilim gösteren küçük çakıl ve çakıltaşı içerikleri yaygın olarak bulunur.

Alt bölümün karakteristiği olan süspansiyon çökelleri üst bölümde de yer alır. Özellikle KD-

I'de 90-129 metreler arasında görece kalın bir istiflenme sunan gösel kıyıyüzü çökelleri, ince kumtaşı arakatmanlı kıltaşı-silttaşı-marn düzensiz ardalanmasından oluşur ve seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda killi kireçtaşı düzeyleri kapsar. Tortul istif, genel olarak mavimsi/ yeşilimsi gri renklidir. Katmanlanma kayıtları, canlı bozumu (biyoturbasyon) işlemleriyle büyük ölçüde silinmiştir. Yaklaşık 39 m kalınlığındaki istifin son 4 metresi içinde, alttan üste doğru sırasıyla 30 cm, 15 cm ve 40 cm kalınlıklarda üç ayrı killi kireçtaşı düzeyi yer alır. Siyahımsı koyu gri renkli olan laminalı kireçtaşları yanal yönde yer değiştirerek plastik deformasyona (slumping) uğramışlardır.

Çatalca istifi, SD-I'de 12 m, KD-I'de 5 m kalınlığındaki algi kireçtaşı düzeyi ile sona erer. Her iki ölçülü kesitte eşitli düzeylerde kesilen yanal sürekli bir başvuru düzeyidir. SD-I ve KD-I arasındaki kalınlık farkı, uyumsuzlukla üstleyen Bahçecik formasyonunun tabanındaki aşındırma ile açıklanabilir. Kireçtaşı, düzgün ve belirgin orta-kalın katmanlı, yüksek organik gereç içeriği nedeniyle siyahımsı koyu gri renkli ve algal onkoidlidir. Tatlı su alg kapsamı, dallı ve tüpsü alg yığılımları ile simgelenir. SS (Spheroidal Stromatolite) morfotipli algal onkoidler yaygındır.

Bornova Fliş Zonu ile sınır oluşturacak şekilde havzayı batıdan sınırlayan Tuzla Fayı'nın düşey bileşenleri nedeniyle, Çatalca formasyonu istifinin stratigrafik tabanı gözlenmez. Bahçecik formasyonu, Çatalca formasyonu üzerine açık olmayan bir uyumsuzlukla gelir.

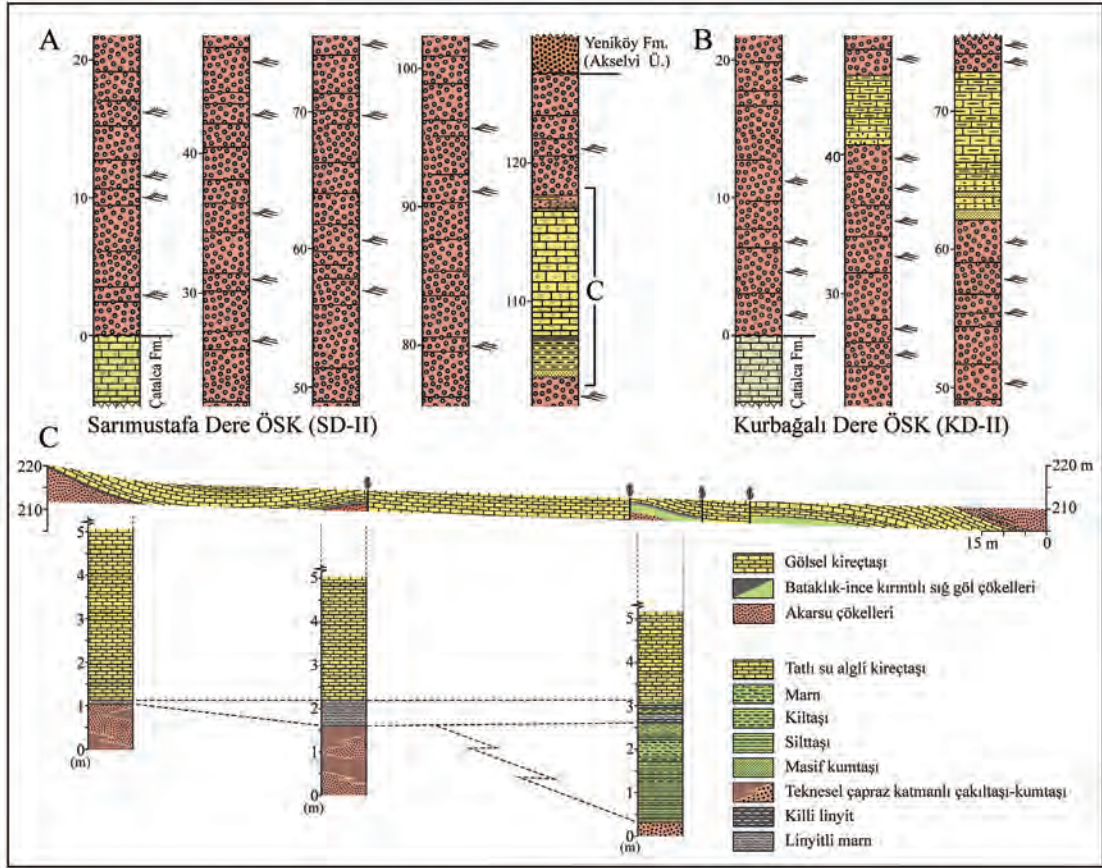
Çatalca formasyonu tortullaşmasını yaşlandırabilecek dolaysız kronolojik veri yoktur. Tortul istifi uyumsuzlukla üzerleyen Bahçecik formasyonunun Kocaçay havzasındaki korelanlarında Kaya vd. (2007) tarafından tanımlanan MN4 biyozonuna ait küçük memeli bulgularına dayanılarak, çökelin geniş anlamda Erken Miyosen'de geliştiği kabul edilmiştir. Genç vd. (2001), birimin bölgesel eşleniklerine göre Erken-Orta Miyosen yaşlı olabileceğini önermişlerdir (Şekil 2).

### Bahçecik Formasyonu

Genel olarak yüksek enerji koşullarında çökelmiş iri çakıltaşlarından oluşan Bahçecik formasyonu, metrik kalınlıklarda gösel kireçtaşı aradüzeyleri (*Sarımustafa üyesi*) kapsar ve akarsu egemen yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtır. Birim, Eşder ve Şimşek (1975)'in "Orta horizon"ununa, "Bahçecik formasyonu"nun (Eşder, 1988) üst bölümüne ve "Ürkmez formasyonu"nun (Genç vd., 2001) alt bölümüne eşdeğerdir (Şekil 2).

Birim, Orhanlı-Kavak Mahallesi KD'sundan Görece batısına kadar olan alanda, Tuzla Fayı'na paralel yayılım gösterir (Şekil 5). Tip yer ve bölümsel tip kesitler, Sarımustafa Dere ve Kurbağalı Dere'dedir (Şekil 7: SD-II ve KDII). İstifin ortalama kalınlığı 300 metredir.

Tortul istif egemen olarak iri çakıltaşlarından yapıldır. Tipik olarak kıvılcı-bordo renkli olan iri çakıltaşı istifi, algi kireçtaşı litofasiyesinde gösel aradüzeyler kapsar (Şekil 7). Çatalca formasyonu üzerinde ani dokanakla gelişen alüviyal tortullaşma, iri çakıl ve bloklardan yapılmış, metrik kalınlıklarda masif düzeyler ile başlar. İstifin izleyen bölümleri, küçük çakıltaşı arakatlı iri çakıltaşı düzeyleri ile simgelenen akarsu çökellerinden oluşur. İri çakıltaşı düzeylerinin alt ve üst sınırları istif genelinde belirsizdir. Çapraz katmanlanmanın belirginleştiği küçük çakıltaşı aradüzeyleri, alacalı sarı-yeşil-kızıl-bordo renkli ve kaba-çok kaba taneli kumtaşı mercekleri kapsar. İstif genelinde ortalama çakıl büyüklükleri 60-150 mm arasındadır. Çakıl ve bloklar baskın olarak Bornova Fliş Zonu içinde yer alan Mesozoyik yaşlı karbonat kaya olistolitlerinden türemiş ve genel olarak iyi yuvarlanmıştır. Flişin matriksinden türemiş çakıllar ile beyaz kuvars çakılları olağandır. Çatalca formasyonundan türeme çakıl ve bloklara, istifin alt kesimlerinde rastlanır. Eşder (1988)'in bildirdiğine göre, Nummulites faunasıyla Eosen (Küviziyen-Lütesiyen) yaşını veren sığ denizel kireçtaşı çakılları seyrek olarak bulunur.



Şekil 7. Bahçecik formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik kesitleri. A) Sarımustafa Dere ÖSK (SD-II), B) Kurbağalı Dere ÖSK (KD-II). Kesit güzergahları Şekil 6-A’da gösterilmiştir.

Figure 7. Measured stratigraphic sections taken from Bahçecik formation. A) Routes along MSS of Sarımustafa Dere (SD-II), and B) MSS of Kurbağalı Dere (KD-II) are shown in Figure 6-A.

### Sarımustafa Üyesi

Çakıltası egemen istif içinde seyrek olarak yer alan gölsel aradüzeyler, inceleme alanı içinde 5-12 m arası kalınlıklarda ve yanal süresizdir. Tatlı su algli kireçtaşı ile simgelenen gölsel aradüzeylerin üstledikleri fluvial çökellerle yanal-düşey geçiş aralığında, kıvılcımlı, metrik kalınlıklarda ve kötü boylanmış masif çamurtaşları ile santimetrik kalınlıklarda sarı renkli kumtaşı arakatmanları kapsayan gri renkli kilttaşı-silttaşı düzeyleri yer alır (Şekil 7). Bazı kireçtaşı düzeylerinin tabanında kömür bantları içeren bataklık çökelleri bulunur (Şekil 7C). Mikritik dokulu kireçtaşı düzeyleri düzlemsel paralel ince katmanlıdır. Siyahımsı koyu gri renkli ve bitümlü algal

kireçtaşı katmanlarının kalınlıkları 20-80 cm arasında değişir. Tatlı su alg içeriklerinin çoğu, çapları 1-10 mm arasında dairesel kesitler veren dal ve tüp şekilli alg yığılımları ile simgelenir. SS (Spheroidal Stromatolite) morfotipli algal onkoidler olağan, desimetrik büyüklüklerdeki SH (Stacked Hemispheroid) morfotipli tekil stromatolitler ise seyrek olarak bulunur.

Genç vd. (2001)’ne göre, Ürkmez formasyonu ile altlayan Çatalca formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi uyumsuzdur. Bu çalışmada da çökeltme koşullarındaki ani değişimi yansıtmakla birlikte açık olmayan dokanak ilişkisi için uyumsuzluk önerilmiştir. Havzanın batısında gözlenen çökeltme enerjisindeki ani

artış, sınır fayında ortaya çıkan önemli ve ani bir reaktivasyonla ilişkilendirilmiştir.

Çubukludağ havzasında, Bahçecik formasyonunun çökelim zamanını dolaysız olarak belirten biyokronolojik veri yoktur. Tortul istifin Kocaçay havzasındaki eşdeğeri olarak yorumlanan Kemalpaşa formasyonunun en üst bölümünde, Kaya vd. (2007) tarafından MN4 biyozonuna (Hilgen vd. [2012]'ne göre 16,4 My-17,2 My arası) ait küçük memeli faunasının tanımlandığı bilinmektedir. Bu korelasyona göre, Bahçecik formasyonu tortullaşmasının geç Erken Miyosen'de geliştiği ve üst yaş sınırının Orta Miyosen'e çıkmadığı kabul edilmiştir (Şekil 2).

Kocaçay havzasında tanımlanan kıvılcık-bordo renkli yelpaze deltası çökelleri ("Kemalpaşa Formasyonu": Kaya vd., 2007; "Dereköy Formasyonu" Sözbilir vd., 2011; "Kesmedağı Formasyonu": Göktaş, 2012), birimin zaman-kaya stratigrafik korelanlarıdır.

### Yeniköy Formasyonu

Eşder (1988)'in önerisi doğrultusunda Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla geldiği kabul edilen Yeniköy formasyonu, Çubukludağ havzasını batıdan sınırlayan eski Tuzla Fayı önünde gelişmiş kompozit yelpaze deltası çökelleri ve yanal ilişkili gölsel çökellerden oluşur. Birimin adı Eşder (1988)'den alınmıştır. Örgülü akarsu egemen yelpaze deltası istifi, Akselvi üyesi kapsamında tanımlanmıştır. Akselvi üyesi çökeliyle yanal ilişkili olan gölsel Edil üyesi, riyolitik piroklastik aradüzeyler içeren lamine şeyl egemen istifinden oluşur (Şekil 3). Tortul istifin toplam kalınlığı yaklaşık 1000 metrenin üzerindedir.

Yeniköy formasyonunun çökelim yaşı, üst bölümündeki Edil üyesine yanal giriklikle yerleşen Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisine göre (13,8 My ile 12,5 My arası) belirlenmiş ve tortullaşmanın dar anlamda erken Orta Miyosen'de geliştiği kabul edilmiştir.

Yeniköy formasyonu, Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Dereköy formasyonu ile karşılaştırılabilir (Şekil 2). Genç vd. (2001)'nin tanımladığı ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı kabul ettiği Yeniköy formasyonu, bu çalışmada erken Orta Miyosen'den Erken Pliyosen'ekadaryaşlandırılan stratigrafik birimlerini (Edil üyesi+Tahtalı formasyonu+Gaziemir grubu) harita birimi olarak topluca kapsamaktadır.

### Akselvi Üyesi

Yeniköy formasyonunun havza kenarında gelişmiş yelpaze deltası çökellerinden oluşan Akselvi üyesi, gölsel Edil üyesine alttan üste yanal giriklikle çökelmiştir. Astbirimin istiflenme düzeni, Yeniköy ile Orhanlı arasındaki alanda "alt" ve "üst" bölümlere ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3 ve 5). Toplam kalınlık, 350-450 metre arasındadır.

**Alt Bölüm:** Düşük dokusal olgunluktaki çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan istif, Yeniköy çevresinde ayırtlanmıştır (Şekil 5). Kanal dolgusu çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan ve genel olarak Bornova Fliş Zonu'ndan beslenmeyi yansıtan alüviyal istif, yaygın olarak kıvılcık-bordo renklidir. Orhanlı köyü Kavak Mahallesi güneyinde gözlemlendiği gibi, yersel olarak soluk mavimsi gri kesimleri bulunur. Alüviyal istif içinde seyrek olarak, desimetrik kalınlıklarda gölsel kireçtaşı aradüzeyleri yer alır. Tortul istifi oluşturan kayatürü topluluğunu, üzerlediği Bahçecik formasyonunun kıvılcık-bordo renkli kaba çakıltaşlarından ayırmak güçtür. Bazı ayırıcı özellikler şunlardır: i) Alt bölüm çökelleri görece düşük dokusal olgunlukta ve daha zayıf pekişmiştir. ii) İri çakılların egemen olduğu Bahçecik formasyonunun aksine, ortalama çakıl boyutları 'küçük çakıl' büyüklük sınırları içindedir. iii) Çakılların yuvarlanma derecesi Bahçecik formasyonundan çok daha düşüktür.

Yeniköy formasyonunun tabanını oluşturan alt bölüm çökellerinin, genelleştirilmiş stratigrafide Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla



geldiği kabul edilmiştir. Dokanak örtülüdür. Orhanlı köyünün Kayalı Mahallesi yakınlarından GB'ya doğru, Tuzla Fayı'nın düşey bileşenleri Bahçecik formasyonunu Yeniköy formasyonu altına gömmüş ve alt bölüm çökelleri ile Bornova Fliş Zonu kayaları arasında sınır oluşturmuştur.

Orta Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıttığı öngörülen kızıl-bordo paleooksit renkli alt bölüm çökelleri, havza kenarında gelişen yelpaze deltası sisteminin su üstü (subaerial) bölümünde çökelmiştir. Tuzla Fayı önünde izlenen ve örgütlenmemiş iri çakıltaşı litofasiyesi ile simgelenen moloz akması düzeyleri, yelpaze deltası sisteminin su üstü proksimal kesimlerindeki çökeliyi yansıtır.

Alt bölüm istifinin kayastratigrafik konumu, Urla havzasında "Çamlı çakıltaşı" (Kaya,1979) ve Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Dereköy formasyonu kapsamındaki Kızkalesi üyesi ile korelasyonu düşündürür.

**Üst Bölüm:** Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle alt bölüm üzerine gelen üst bölüm, genel olarak soluk sarı renkli kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı egemen istifinden oluşur. Kırıntılı istif, süspansiyondan çökelmiş kıltaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsar.

Kumtaşı egemen istif içinde yer alan küçük çakıllı kaba kumtaşı ve küçük çakıltaşı aradüzeyleri desimetrik ve metrik kalınlıklardadır. Kanalize olmuş su altı akıntılarının ürünü olan yanal süreksiz çakıltaşı-çakıllı kumtaşı aradüzeyleri az oranda bulunur. Tane boyu ortalaması 1-2 cm arasında değişen çakılların yuvarlanma derecesi genellikle yüksek değildir; yarı yuvarlak çakıllar baskındır. İyi yuvarlanmış küçük çakıllardan oluşan metrik kalınlıklardaki bazı çakıltaşı düzeyleri tane destekli ve ara gereç dolguludur. Diskoidal çakılların yoğunlaştığı kesimlerde az gelişmiş yönlenme gözlenir. Seyrek olarak bulunan algli kireçtaşı ve kızıl kumtaşı iri çakılları Sarımustafa üyesinden aktarılmıştır.

Homojen tane boyu dağılımı gösteren kumtaşı katmanlarının kalınlıkları ile ortalama tane boyutları arasındaki ilişki doğru orantılıdır. İnce-orta taneli kumtaşları, santimetrik kalınlıklarda, düzlemsel paralel katmanlı ve içyapısızdır. Desimetrik kalınlıklardaki kaba kumtaşı arakatmanlarının alt ve üst sınırları düzgündür. Tane destekli, iyi boylanmış ve karbonatla çimentolanmış olan kumtaşları genellikle içyapısızdır. Seyrek olarak, üst akma rejimi ürünü olan paralel akıntı çizgiselliklerine rastlanır. Alt ve üst sınırları düzgün olan kumtaşı katmanlarının bazıları ters derecelenmiştir. Kıltaşı-silttaşı topluluğu genellikle soluk sarımsı renkli, masif ya da paralel laminalıdır.

Su altı yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtan üst bölüm çökelleri, genelleştirilmiş stratigrafide üstleyen Edil üyesine yanal giriktir. Üst bölüm istifi içinde aradüzeyler olarak izlenen ince kırıntılı süspansiyon çökelleri, yanal giriklik ilişkisini gösterir.

Üst bölüm istifi, kayatürü topluluğu ve Yeniköy formasyonu için önerilen çökelim modeli içindeki konumu açısından Kocaçay havzasında Dereköy formasyonu kapsamında tanımlanan Tepearası üyesi (Göktaş, 2012) ile karşılaştırılabilir.

### Edil Üyesi

Birim, laminalı şeylerin simgelediği gösel süspansiyon çökellerinden oluşur. Güncel konumuyla gösel istifin en üstünde gözlenen yanal süreksiz killi kireçtaşı düzeyi *Çaltılıgedik kireçtaşı* adıyla "tabaka" düzeyinde ayırtlanmıştır. Edil üyesi, Kocaçay havzasında tanımlanan Aşağıvişneli üyesinin (Göktaş, 2012) zaman-kaya stratigrafik korelanıdır.

Tortul istif, Cumaovası volkanitlerinin oluşturduğu örtü nedeniyle yanal süreksiz izlenir. Güllük Tepe ile Çatalca KD'sundaki Çaltılıgedik Mevki arasında yüzeyleyen birimin tip lokalitesi

Akbaldır Dere vadisidir (Şekil 5). Kalınlık 300-600 metre arasındadır.

Düşük enerjili gösel tortullaşmanın ürünü olan laminalı şeyl egemen istifinin alt bölümleri mavimsi/yeşilimsi gri renkli ve masif kiltası-silttaşı düzeylerinden oluşur. Santimetrik-desimetrik kalınlıklarda düzgün ince katmanlı mikritik kireçtaşı ve bitümlü şeyl aradüzeyleri istif içinde olağan olarak bulunur. Santimetrik kalınlıklardaki dalga ripıllı kumtaşı ve riyolitik tüf arakatmanları seyrek. Kül döküntüsü fasiyesindeki riyolitik tüf arakatmanları, Cumaovası volkanizmasının erken dönem ürünleridir. Tortul istif, ince-orta katmanlı kireçtaşı düzeyi (Çaltılıgedik kireçtaşı) ile son bulur.

Akbaldır Dere vadisinde ayırtlanan ve Cumaovası volkanizmasının ilk ürünlerinden olan riyolitik piroklastikler su altında çökelmiştir. 50 metreyi aşkın kalınlıktaki bu piroklastik düzey, ağırlıklı olarak ince-orta taneli kül ve seyrek olarak kaba taneli kül boyutlarında kül döküntüsü tüf katmanlarından oluşur. Süspansiyondan durulmuş olan tüf düzeyleri içinde, çoğunlukla kömürleşmiş bitki kalıntıları bulunur. Değişen oranlarda kil grubu mineralleri kapsayan ince taneli tüf katmanları zeolitik alterasyona uğramıştır. Kaba taneli tüf katmanları, tane destekli, masif ve iyi boylanmıştır. Birkaç düzey olarak gözlenen ignimbirit ünitelerinden bazıları, göle girdiklerinde bulantı akıntısına dönüşmüş ve doğru derecelenmişlerdir. Gösel istifin üst bölümlerine doğru giderek artan sıklıkta gözlenen ve küçük çakıltaşı ile simgelenen sualtı kanal dolguları, gölün son dönemlerinde regresif karakter kazandığını yansıtır.

**Çaltılıgedik Kireçtaşı:** Gösel kireçtaşı ile simgelenen istif, Edil üyesinin gözlenebilen en üst bölümünde yer alır. İlk kez bu çalışmada 'tabaka' aşamasında ayırtlanan kireçtaşı istifinin adı, başlıca yayılım alanı olan Çaltılıgedik Mevkii'nden alınmıştır (Şekil 5). Düzgün ince-orta katmanlı killi kireçtaşından oluşan istif, özellikle alt bölümlerinde sıklıkla yer alan yeşil renkli

ve masif kiltası aradüzeyleri kapsar. Karbonatlı silttaşı arakatmanları olağan olarak bulunur. Tortul istifin genel ayrışma rengi soluk sarımsı gridir. Çatalca KD'sunda, mavimsi/yeşilimsi/sarımsı renkli masif çamurtaşları üzerine uyumlu ve dar bir aralıkta geçişli olarak gelen Çaltılıgedik kireçtaşı yüzleğinin üst dokanağı Kuvaterner aşınımıyla belirlenmiştir.

Edil gösel istifi, Cumaovası volkanizmasının birinci evresinde yerleşen ve taban kesimleri perlitleşmiş olan lavları ile piroklastikleri tarafından keskin dokanaklarla örtülür. Riyolitik volkanizmanın gösel tortullaşmayla eşzamanlı olarak başladığını destekleyen veriler şunlardır: i) Çubukludağ volkanizmasının patlamalı başlangıcındaki freatomagmatik piroklastikler, su-magma etkileşiminin ürünleridir, ii) Göl içine giren riyolit lavlarının taban kesitleri hidrolize olarak perlitleşmiştir. iii) Gösel istif içinde, volkanizmanın erken dönemini yansıtan kül döküntüsü tüf ve az oranda ignimbiritlerin simgelediği riyolitik piroklastikler yer alır.

### Tahtalı Formasyonu

Cumaovası volkanitleri'nin yerleşimiyle Çubukludağ havzasının KD'sunda olduğu öngörülen Tahtalı alt havzasında, Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde uyumsuz konumlu alüvyon yelpazesi çökelleri (*Sakartepi üyesi*) ile başlayan ve esas olarak örgülü akarsu tortullaşmasını yansıtan istif, alglü kireçtaşı ile simgelenen gösel düzeyler (*Çamköy kireçtaşı üyesi*) kapsar (Şekil 3). Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubunun son çökel istifi olarak ilk kez bu çalışmada tanımlanan Tahtalı formasyonu, Kocaçay havzasındaki Doğancılar Üyesi'nin (Göktaş, 2012) zaman-kaya stratigrafik eşleniği kabul edilmiştir (Şekil 2). Birimin başlıca yüzlekleri, adını aldığı Tahtalı Baraj Gölü çevresindedir (Şekil 8). DSİ araştırma sondajlarından sağlanan verilere göre istifin kalınlığı Sancaklı çevresinde >250 metre (DSİ-58229), eski Keler köyü çevresinde >190

metre (DSİ-0029) ve eski Bulgurca kuzeyinde 190 metredir (DSİ-0031).

Tortul istif, baskın olarak örgülü akarsu ortamında çökelmiş çakıltaşı-çakıllı kumtaşı topluluğundan oluşur. Flüviyal istifin genel ayrışma rengi sarımsı açık gridir. Egemen kayatürünü oluşturan iri çakıltaşlarının düşük pekişme derecesi, litolojik köken ve büyüklüklüğe bağlı olmaksızın çakılların iyi yuvarlanmış olması tipiktir. Baskın olarak Bornova Fliş Zonu'ndan beslenmeyi yansıtan kayatürü bileşenleri içinde, Cumaovası volkanitlerinden türemiş olanlar az oranda bulunur. Akarsu istifi içinde metrik kalınlıklarda seyrek aradüzeyler olarak bulunan ve taşkın düzlüklerindeki geçici göl çökeliğini yansıtan çamurtaşları, sarımsı renkli, masif ya da ince katmanlı/laminallı kil-silt karmalarından oluşur.

Yeniköy'ün güneyinde gölsel Edil üyesini üzerleyen birinci evre Cumaovası volkanitleri, Deliömer Dere vadisinin kuzey yamaçlarında Tahtalı formasyonunun gölsel ve flüviyal çökellerini altlar. Başka bir anlatımla, Yeniköy formasyonu ile genelleştirilmiş stratigrafide üstte yer aldığı öngörülen Tahtalı formasyonu arasında, Cumaovası volkanizmasının birinci evresine ait lav ve piroklastikler bulunur. Şaşal çevresinde yapılan 0031 numaralı DSİ araştırma sondajında 190 metre kalınlığında kesilen ve volkanik çakıllar içerdiği belirtilen çakıltaşı istifinin altında birinci evre volkanitler yer alır. Havzada yarattığı kapanımla Yeniköy formasyonu tortullaşmasını sonlandıran birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimi, tortullaşma eksenini havzanın doğusuna kaydırmış ve oluşan alt havzada Tahtalı formasyonu çökelmiştir. Deliömer Dere vadisinin güney yamaçlarında ise, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait lav ve piroklastikler Tahtalı formasyonu çökellerini örter. Bu lokalitede yüzeyleyen Tahtalı formasyonu çökellerinin, birinci ve ikinci evre volkanitleri arasında konumlandığı açıkça gözlenir. Tahtalı Baraj Gölü doğu kıyısındaki Kocabaş Tepe'de,

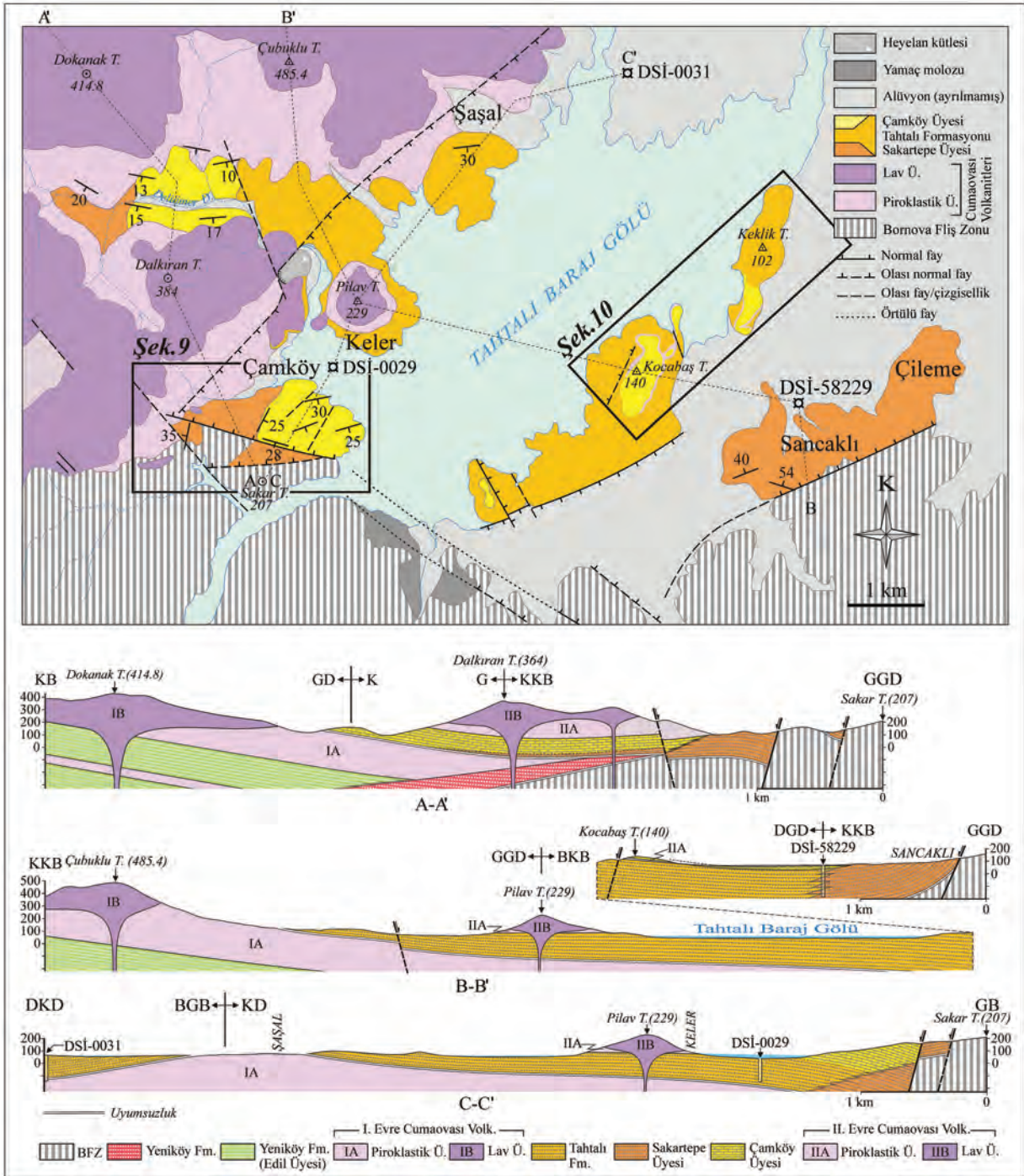
Çamköy kireçtaşı ile flüviyal çökeller arasında ikinci evre piroklastikleri yer alır (Şekil 8).

### **Sakartepe Üyesi**

Tahtalı formasyonunun dolgulandığı havzanın güney kenarındaki tortullaşmayı yansıtan alüviyon yelpazesi istifi Sakartepe üyesi adıyla ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Astbirimin adı, Çamköy güneyindeki Sakar Tepe'den alınmıştır. Başlıca yüzlekler, Çamköy güneyi ile Sancaklı ve Çileme köyleri arasındadır (Şekil 8).

Örgülü akarsu egemen alüviyal istif çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşur ve alttan üste tane boyu incelmeleri gösterir. İstifin havza içindeki konumu ve başlıca kayatürü bileşenlerinin Bornova Fliş Zonu'ndan türemiş olması, güneyden beslenmeyi yansıtır. Çakıltaşı litofasiyesi ağırlıklı olarak kanal dolgusu fasiyesindedir. Çakıl boyutları, küçük çakıl büyüklük sınırları içindedir. İstifin alt bölümlerindeki çakıltaşları içinde, olağan olarak iri çakıllar bulunur. Çakılların yuvarlanma derecesi, küt köşeli ile yarı yuvarlak arasında değişir. Kanal dolgularının aşındırmalı (erosive) taban kesitlerindeki çakıl paketlenmesi tane desteklidir. Mavimsi gri ya da soluk kahverenkli ve düşük dokusal olgunluktaki çakıllı kaba kumtaşı düzeyleri içinde/arasında yer alan kanal dolguları tekil ya da çok katlıdır.

Tahtalı formasyonunun tabanını oluşturan Sakartepe üyesi, Bornova Fliş Zonu kaya birimleri üzerinde açılı uyumsuzlukla çökelmiştir. Çamköy güneyi ve Sancaklı çevrelerindeki alüviyal çökeller ile Bornova Fliş Zonu arasındaki dokanaklar, tortullaşma sonrasında işleyen normal faylarla belirlenmiştir. Çamköy'ün yaklaşık 1 km GB'sında, Cumaovası volkanizmasının olasılıkla ikinci evresine ait küçük bir lav domunun Sakartepe alüviyal çökellerini keserek yerleştiği gözlenir. Lav domunun tabanındaki perlitleşme, sokulumun tortullaşmayla yaşıt olduğunu gösterir (Şekil 9). Birim, yanal yönde flüviyal çökellere giriktir (Sancaklı-Çileme çevreleri) ya da Çamköy güneyinde olduğu gibi Çamköy üyesinin gölsel kireçtaşları tarafından transgresif aşmayla üzerlenir (Şekil 8).

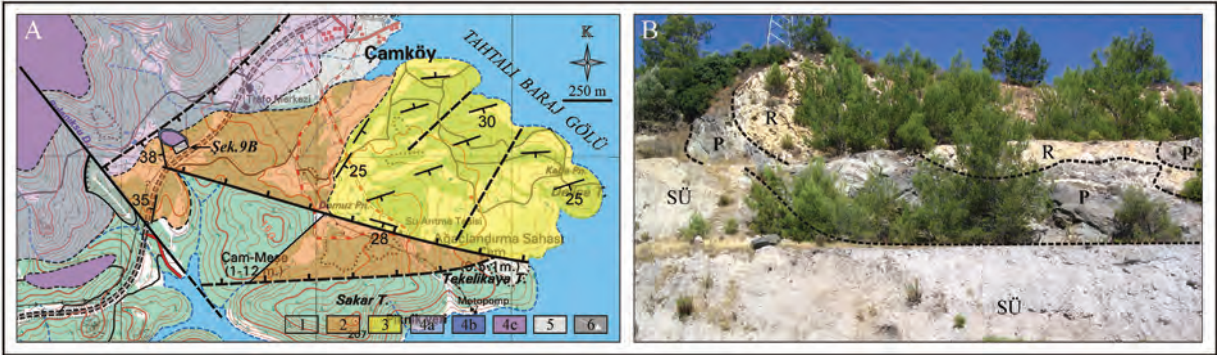


## Çamköy Kireçtaşı Üyesi

Tahtalı flüviyal istifi içinde yer alan tatlı su algli kireçtaşı düzey(ler)i Çamköy kireçtaşı üyesi adıyla tanımlanmıştır. Çamköy kireçtaşına ait en kalın ve yaygın yüzlekler Deliömerler Dere vadisinde (>50 m) ve Çamköy güneyindedir (Şekil 8, 9). Sancaklı'nın KB'sındaki sırtlarda erozyon artığı olarak korunmuş kireçtaşı yüzleklerinin kalınlığı 5-8 metre arasındadır (Şekil 10). Aynı çevrede, Sancaklı'nın yakın kuzeyinde yapılmış olan 58229 numaralı DSİ sondajında kesilen kireçtaşı istifinin kalınlığı 18 metredir.

Çamköy kireçtaşı üyesi, haritalandığı alanlarda algli-biyostromal kireçtaşı ile simgelenir. Çamköy güneyindeki kireçtaşı istifi, Sakartepe üyesi çökellerini yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üzerler (Şekil 9A). Bu çevredeki gölsel tortullaşma, sarımsı kumtaşı-çamurtaşı ardışık istifi içinde desimetrik aradüzeyler olarak yer alan kumlu kireçtaşları ile başlar. Orta-kalın katmanlı

algli kireçtaşından oluşan istif, seyrek olarak sarı renkli ve metrik kalınlıklarda masif çamurtaşı düzeyleri kapsar. Kireçtaşının iri kristalli kesimleri çok kalın belirsiz katmanlıdır. Kocabaş Tepe ve Ağilkaya Tepe çevrelerindeki algli kireçtaşı düzeyleri, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait olan beyazımsı gri renkli piroklastikler üzerine uyumlu gelir. Yaklaşık 5 m kalınlığındaki piroklastik düzey, flüviyal çakıltaşları ile Çamköy üyesinin gölsel kireçtaşlarını birbirinden ayırır (Şekil 10A, B). Çetili Tepe üzerinde gözlenen birkaç metre kalınlığındaki biyostromal kireçtaşı düzeyi, tekil ve yanal birleşik iri stromatolitler kapsar (Şekil 10C). Tekil olanları, yeterli ışık koşullarında yukarı doğru hızla büyüyen SH (Stacked Hemispheroid) morfotipli stromatolitlerdir. Yanal büyüme hızının dikey büyümeyi geçtiği durumlarda ise, SH morfotipli tekil stromatolitlerin yanal birleşik şeklini yansıtan LLH-SH (Lateral Link Hemispheroid-Stacked Hemispheroid) morfotipli olanları gelişmiştir.



**Şekil 9.** A) Çamköy çevresinin jeoloji haritası. 1) Bornova Fliş zonu, 2) Sakartepe üyesi, 3) Çamköy üyesi, 4) Cumaovası volkanitleri (a: Piroklastik üyesi, b: Perlit üyesi, c: Lav üyesi), 5) Alüvyon, 6) Heyelan. B) Sakartepe üyesinin alüviyal çökelleri üzerine sinsedimanter olarak yerleşen ikinci evreye ait riyolit domunun ve tabanında gelişen perlit düzeyinin görünümü (SÜ: Sakartepe üyesi, P: Perlit, R: Riyolit).

**Figure 9.** A) Geological map of the area surrounding Çamköy. 1) Bornova Flysch Zone, 2) Sakartepe member, 3) Çamköy member, 4) Cumaovası volcanics (a: Pyroclastic member, b: Perlite member, c: Lava member), 5) Alluvium, 6) Landslide. B) View of the second-stage rhyolite dome and perlite level occurred at its base, emplaced as symsedimentary over alluvial deposits of Sakartepe member (SÜ: Sakartepe member, P: Perlite, R: Rhyolite).

Genelleştirilmiş stratigrafide, Tahtalı formasyonu istifinin üst bölümüne yerleştirilen Çamköy kireçtaşı üyesinin, Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan Akçaköy formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlendiği öngörülmüştür. Çalışma alanı içinde iki birim dokanaklı değildir; kurulan bağıl stratigrafi ilişkisi, Kocaçay havzasındaki istiflenme düzeniyle denestirmeye dayanır. Çamköy güneyinde yüzeyleyen Çamköy kireçtaşı, üstlediği flüviyal çökelleri transgresif olarak aşar ve Sakartepe istifine zaman aşmalı yanal-düşey geçiş ilişkisiyle yaslanır. Kireçtaşının üst dokanağı açıktır (Şekil 8, Kesit C-C'). Sancaklı KB'sında, Kocabaş Tepe ile Ağılıkaya Tepe'de yüzeyleyen kireçtaşı düzeyi, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait olduğu değerlendirilen felsik piroklastikler aracılığıyla flüviyal çökelleri üzerler. Üst dokanak açıktır (Şekil 10). Piroklastiklerin yerleşimiyle flüviyal sistemin akış düzeni bozulmuş ve Tahtalı alt havzasında Çamköy kireçtaşının çökeldiği sığ göl(ler) oluşmuştur.

### Gaziemir Grubu

Gaziemir Grubu kapsamında tanımlanan Geç Miyosen-Erken Pliyosen karasal tortullaşması, altta alüviyal *Akçaköy formasyonu* ve üstte yer alan gölsel *Buca formasyonu* ile simgelenir (Şekil 11). Gaziemir grubunun ilk tanımı, Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından yapılmıştır.

Menderes ilçe merkezi batısında yüzeyleyen Akçaköy formasyonu çökellerinin Orta Miyosen yaşlı Cumaovası volkanitlerini uyumsuzlukla üzerlediğine dayanılarak, Gaziemir grubu çökelinin Geç Miyosen'de başlamış olabileceği öngörülmüştür. Ayrıca, Akçaköy formasyonunun Bornova-Çiçekliköy çevresindeki korelanlarında Kaya (1994) tarafından tanımlanan büyük memeli fosillerinin (*Hipparion* sp., *Ceratotherium*

*neumayri*) Geç Miyosen'i bütünüyle kapsayacak şekilde MN9-13 biyozonları arasında (Hilgen vd. [2012]'ye göre 11,2 My ile 5,3 My arası) dağılım gösterdiği ileri sürülmüştür.

Çalışma alanının kuzey kesimindeki dar bir alanda incelenen Gaziemir grubu çökelleri, "Künerlik-Çileme fayı" ile Bornova kuzeyinde Beşyol-Yakaköy hattı arasında kalan geniş bir alanda yayılım gösterir. KB-GD uzanımlı Künerlik-Çileme fayının KD yönünde çıktığı ve Geç Miyosen havzasını güneyden sınırladığı değerlendirilmiştir (Şekil 11).

### Akçaköy Formasyonu

İnceleme alanı içinde, Cumaovası volkanitlerinden türeme bloktaşı, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı topluluğundan oluşan ve alttan üste tane boyu incelmeye gösteren tortul istif, Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını belgeler ve alüvyon yelpazesi ortamında çökeliyi yansıtır. Akçaköy formasyonu, Geç Miyosen havzasının çalışma alanı içine giren batı kenarındaki tortullaşmayı temsil eder. Birimin Akçaköy'den alınan adı ilk kez bu çalışmada kullanılmıştır. Bölgenin bireşimsel stratigrafisinde, Gaziemir Geç Miyosen havzasının doğu kesiminde çökelen Ayrancılar formasyonunun (Göktaş, 2012) batıdaki korelanı olarak yorumlanmıştır (Şekil 12).

Birimin başlıca yüzlekleri Menderes (Cumaovası) ilçe merkezi çevresindedir. Menderes-Kemalpaşa Mahallesi'nde DSİ tarafından yapılan araştırma sondajı (DSİ-0023) verilerine göre Akçaköy istifinin maksimum kalınlığı 330 metrenin üzerindedir. Gaziemir çevresinde, DSİ-0986 sondajında kesilen kızıl renkli çamurtaşı-kumtaşı egemen distal alüviyal istifin kalınlığı ise >120 metredir (Şekil 11).



**Şekil 10.** A) Tahtalı Baraj Gölü güneyinin jeoloji haritası (1: Tahtalı formasyonu flüviyal çakıltaşları, 2: Cumaovası volkanitlerinin ikinci evre piroklastikleri, 3: Çamköy kireçtaşı üyesi, 4: Alüvyon, 5: Olası normal fay). B) Tahtalı formasyonunun flüviyal çakıltaşı istifi ile Çamköy kireçtaşı üyesinin gölsel kireçtaşları arasında konumlanan Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait piroklastiklerin görünümü. C) Çamköy kireçtaşları içinde yer alan iri stromatolitler (Ölçek 10 cm).

**Figure 10.** A) Geological map of the area in the south of Tahtalı Dam Lake (1: Fluvial conglomerates of Tahtalı formation, 2: Second-stage pyroclastics of Cumaovası volcanics, 3: Çamköy member, 4: Alluvium, 5: Probable normal fault). B) View of the second-stage pyroclastics of Cumaovası volcanism located between fluvial conglomerate succession of Tahtalı formation and lacustrine limestones of Çamköy limestone member. C) Large stromatolites in Çamköy limestone member (Scale is 10 cm).

Tortul istif alttan üste ve Tuzla fayının sınırladığı havza kenarından doğuya doğru tane boyu incelmesi gösterir. Akçaköy-Görece hattının batısında, daha çok örgütlenmemiş bloktaşı ve bloklu iri çakıltaşı ile simgelenen moloz akması fasiyesindeki proksimal çökeller yüzeylenir. Proksimal kesimde, başlıca bileşenleri Cumaovası volkanitlerinden aktarılmış olan kaba taneli çökeller, gri renkli ve belirsiz katmanlıdır.

Stratigrafik olarak üste ve genel sedimantasyon yönüne uygun olarak GD'ya doğru, moloz akması düzeyleri içinde yer alan blok ve iri çakıl boyutları giderek küçülür ve boylanmamış çakılçakıltaşı-kaba kumtaşı karmalarından oluşan matriks oranı artar. Aynı yönde, alüviyal çökelinin medyal kesimlerine doğru, kanal dolgularıyla simgelenen örgülü akarsu çökelleri egemenlik kazanır ve ayrışma rengi genel olarak soluk kırmızıya döner.

Bu bölümlerdeki kanal dolgularını oluşturan küçük çakıltaşlarında, Bornova Fliş Zonu'ndan türeme bileşenlerde artış gözlenir.

Genelleştirilmiş stratigrafide, geç Orta Miyosen yaşlı Cumaovası volkanitleri üzerinde yer alan Akçaköy formasyonu, Menderes batısındaki yayılım alanı içinde Bahçecik formasyonu, Yeniköy formasyonu ve Cumaovası volkanitlerini açılı uyumsuz dokanaklarla örter. Havzanın doğu kenarında, birimin zaman-kaya stratigrafik korelanı olarak çökelen Ayrancılar formasyonu, Kemalpaşa grubu çökelleri ile Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde açılı uyumsuzdur (Göktaş, 2012). Birimin üzerine, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Buca formasyonunun gösel çökelleri gelir. Pancar-Yenibulurca-Oğlananası çevrelerindeki arazi gözlemleri ve DSİ sondaj verilerine göre, Akçaköy alüviyal çökellerinin Buca gösel istifine alttan üste yanal girik gelişim gösterdiği değerlendirilmiştir (Şekil 11).

### **Buca Formasyonu**

Buca formasyonu gösel kireçtaşı ve yeşil renkli kiltası istiflerinden oluşur. Birimin Buca ilçesinden alınan adı ilk kez bu çalışmada kullanılmıştır. Tortul istifin kiltası egemen bölümleri *Develi üyesi* adıyla ayırtlanmıştır. Birim, çalışma alanının KD kesiminde, Kısık ile Tekeli köyleri arasında yüzlek verir (Şekil 11).

Kireçtaşı-dolomitik kireçtaşının ayrışma yüzeyi beyazımsı gri, taze kaya ise bej ya da açık gri renklidir. Genellikle orta-kalın katmanlı olan kireçtaşı istifin altından üstüne doğru katmanlanma giderek kalınlaşır ve katmanlanma düzlemlerine koşut yoğunlaşmış algal düzeyler

ortaya çıkar. Kireçtaşlarının bölümsel ve tümsel silisleşmiş kesimleri belirsiz kalın katmanlıdır ve düzensiz çört nodülleri kapsar. Tortul istif, genellikle yeşil renkli kiltası aradüzeyleri kapsar. Kiltası katmanları çoğunlukla masif ve desimetrik kalınlıklardadır. Metrik kalınlıklara ulaşan kiltası düzeyleri içinde killi kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı arakatmanları bulunur. Develi ile Tekeli arasında, yeşil-bej kiltası ve beyaz kireçtaşı düzeyleri ile ardalanan beyaz ve bej renkli dolomit düzeyleri bulunur. Develi ile Yenibulurca arasındaki kireçtaşı istifi, batıda Develi üyesi üzerinde yer alırken, doğuda Akçaköy formasyonunun alüviyal çökellerine yanal giriktir. Yanal geçiş aralığındaki alüviyal çökeller, metrik kalınlıklarda kireçtaşı aradüzeyleri kapsar. Buca formasyonunun simgelediği gösel istifin, Gaziemir grubunun çökeldiği havzanın batı kenarındaki alüviyal çökelleri Develi üyesi aracılığıyla üzerlediği kabul edilmiştir. Çalışma alanında Holosen alüvyonları ile örtülü olduğundan gözlenemeyen stratigrafi ilişkisi 54133 ve 0024 numaralı DSİ sondaj verileriyle doğrulanmıştır (Şekil 11).

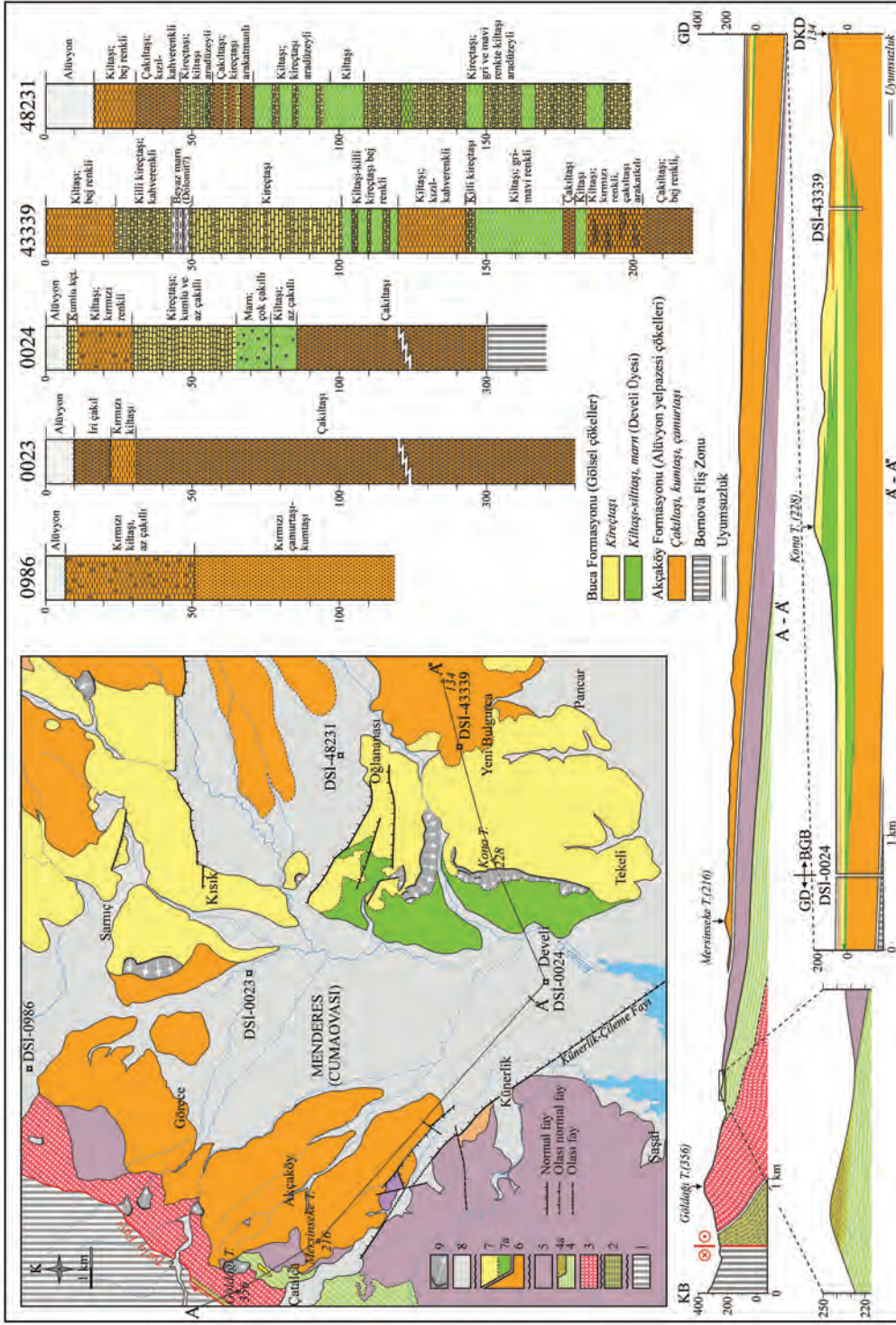
Akartuna (1962)'nin "Üst seri" kapsamında tanımladığı Buca formasyonu, "Yaka Kireçtaşı" (Akdeniz vd., 1986) yüzleklerinin bir bölümü ile deneştirilebilir.

### **Develi Üyesi**

Buca formasyonu içinde yer alan kiltası egemen istif, Develi üyesi adıyla ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Birimin adı Develi köyünden alınmıştır.

Tortul istifin çalışma alanında yaklaşık 70 metre kalınlığındaki başlıca yüzleği Develi doğusundadır (Şekil 11).





**Şekil 11.** Menderes ilçesi çevresinin jeolojisi haritası ve bu bölgede yüzeyleyen Gaziemir grubu çökeltilerinin DSI araştırma sondajlarına dayanılarak önerilen istiflenme düzeni. 1) Bornova Fliş Zonu, 2) Çatalca fm., 3) Bahçecik fm. + Akselvi Ü., 4) Edil Ü. (a: Çaltılıgedik kireçtaşı), 5) Cumaovası volkanitleri, 6) Akçaköy fm., 7) Buca fm. (a: Kona Ü.), 8) Alüvyon, 9) Heyelan.

**Figure 11.** Geological map and geological cross sections of the area surrounding Menderes town, and inferred measured columnar sections according to the research wells drilled by DSI (State Hydraulic Works) for the deposits of Gaziemir group exposed in this region. 1) Bornova Fliş Zone, 2) Çatalca fm., 3) Bahçecik fm. + Akselvi M., 4) Edil M. (a: Çaltılıgedik limestone), 5) Cumaovası volcanics, 6) Akçaköy fm., 7) Buca fm. (a: Kona M.), 8) Alluvium, 9) Landslide.

Kiltaşı egemen istif genel olarak yeşil renklidir. Mavimsi gri ve kızıl-kahverenkli düzeyler seyrek olarak bulunur. Kiltaşı düzeyleri genellikle içyapısız ve belirsiz katmanlıdır. Katmanlanma, istifin üst bölümlerinde belirginlik kazanır. Altta bulunan Akçaköy formasyonunun distal çamurtaşlarını izleyerek gelişen gölsel tortullaşma, kumtaşı ve silttaşı arakatlılarıyla başlar. Desimetrik kalınlıklardaki kumtaşı düzeyleri, yeşilimsi gri renkli, çoğunlukla kaba taneli, tane destekli ve zayıf pekişmiştir. Kiltasından egemen kireçtaşına geçiş aralığında, yeşil ve soluk kahverenkli kiltaslı düzeyleri kireçtaşı ile aralanır. Pembemsi soluk kahverenkli masif çamurtaşı düzeyleri olası sepiyolit ve paligorskit içeriklerini ima eden makroskopik belirtiler kapsar. Birimin en üstünde yer alan kireçtaşı istifinin tabanındaki yeşil renkli masif kiltaslı düzeyleri, Cumaovası riyolitik volkanitlerinden mineral erimesi yoluyla çökeldiği düşünülen bor tuzu(?) pseymorfları kapsar. Beyaz renkli ve masif dolomitik kireçtaşı düzeyleri ile birbirinden ayrılan dört ayrı horizon gözlenmiştir. En çok 4 metre kalınlığındaki en üst düzey içinde, bütünüyle kalsifiye olmalarına karşın özgün kristal formlarını korumuş tekil ve birleşik nodüller şeklinde kolemanit(?) pseymorfları bulunur.

## NEOJEN VOLKANİZMASI

Çubukludağ havzasındaki Neojen volkanizması *Cumaovası volkanitleri* (Eşder ve Şimşek, 1975) ile simgelenir.

### Cumaovası Volkanitleri

Cumaovası volkanitleri, Çubukludağ havzasında geç Orta Miyosen'de etkinleşen kalkalkalen karakterli asidik volkanizmanın yüksek potasyumlu riyolitik ürünlerinden oluşur. Bu çalışmada, bağıl kayastratigrafi ilişkilerine göre iki ana evrede geliştiği önerilen Cumaovası volkanizmasının her aşaması, önce eksplozif,

sonra ekstrüviz ürünler vermiştir. Esas olarak su altında (Edil gölü içinde) gelişen volkanizmanın birinci evresi, altta *Piroklastik üyesi* ve üstte yer alan *Lav üyesi* ile temsil edilir. Özellikle lav fasiyesinin tabanında *Perlit üyesi* ayırtlanmıştır. Bölgedeki perlit oluşumunu inceleyen Zucci (1970) ve Özgenç (1978a), ilk kez volkanizmanın iki evreliliğini ileri sürmüşlerdir. Bu çalışmanın, Cumaovası volkanitlerine yönelik ilk sonuçları Göktaş (2013)'ta sunulmuştur.

### Piroklastik Üyesi

İlk freatomagmatik patlamaların ürettiği piroklastik fasiyesler, volkanostratigrafik olarak alttan üste doğru yaklaşık bir düzen içinde değişim gösterir. Genel olarak temel türbülansı (base surge) ve kül döküntüsü (ash fall) ile daha az oranda geri düşme (air fall) fasiyeslerinin egemenliğinde başlayan hidrovulkanik çökelim, ignimbirit düzeyleri ile devam eder. Temel türbülansı, kül döküntüsü tuf ve zayıf kaynaklı ignimbirit fasiyesleri arasında bağıl oransal değişimli piroklastik düzeyler, istifin alt bölümlerine egemendir. İzleyen bölümlerde, temel türbülansı aradüzeyleri ile ayrılan ignimbirit üniteleri baskındır. Kaba riyolitik klastik piroklastik yoğunluk akıntısı düzeylerinden oluşan üst bölümler, kaynaklı ignimbirit ve bloklu kül akışı (blocky ash) fasiyeslerindedir. İstif genelinde, fasiyes değişimine bağlı olarak piroklastik düzeylerin tekil ve tümel kalınlıkları ile içerdikleri türdeş lav klastlarının kül matrikse oranı ve boyutları alttan üste doğru artış gösterir (Şekil 12A, B).

Cumaovası volkanizmasının erken dönem ürünleri, Edil üyesinin çökeldiği gölde tortullaşmaya katılmıştır. Edil üyesinin laminalı şeyl egemen istifi içinde yer alan kül döküntüsü tuf arakatmanları, kötü korunmuş bitki kalıntıları kapsar. Edil gölsel istifini bağıl olarak alt ve üst bölümlere ayıran 50 metreyi aşkın kalınlıktaki piroklastik düzey ilk freatomagmatik patlamayı yansıtır. Tipik olarak Akbaldır Dere vadisinde

izlenen bu piroklastik düzey, ağırlıklı olarak ince-orta taneli kül döküntüsü tuf katmanlarından oluşur ve az oranda kaynaklanmamış ignimbirit aradüzeyleri kapsar.

Birinci patlama evresinde yerleşen piroklastik istiflerin alt bölümlerini oluşturan beyazımsı açık gri renkli temel türbülansı çökelleri, çoğunlukla kaba kül boyutlarında, iyi boylanmış ve tane destekli paketlenmiş olan santimetrik kalınlıklardaki tuf katmanlarından oluşur (Şekil 12C). Künerlik batısında işletilen pomza ocaklarında tipik olarak gözleendiği gibi, ağırlıklı olarak düzlemsel paralel, seyrek olarak 'dün/antidün' tipi katmanlanma sunan temel türbülansı çökelleri, desimetrik kalınlıklardaki geri düşme çökellerini aradüzey olarak kapsar (Şekil 12D). Yersel olarak gözlenen 'U-biçimli kanal' yapıları tipiktir (Şekil 12E, F).

Metrik kalınlıklarda masif düzeylerden oluşan ignimbirit akıntıları, temel türbülansı fasiyesindeki piroklastiklerin yerleşimini izleyerek artış gösterir. İgnimbirit düzeyleri çoğunlukla beyazımsı açık gri renkli ve zayıf kaynaklıdır. İgnimbirit üniteleri arasında çoğunlukla temel türbülansı düzeyleri bulunur. İgnimbirit düzeylerinde artış gösteren köşeli riyolit klastları, temel türbülansı katmanları içinde daha düşük orandadır. Bornova Fliş Zonu'ndan ve Alt-Orta Miyosen yaşlı çökellerden aktarılmış rastlantısal litikler olağan olarak bulunur. Litik bileşenlerin büyüklükleri genellikle 2-10 mm arasındadır; 10-65 mm arasındaki klastlar azınlıktadır. İgnimbiritlerin içerdiği köşeli-küt köşeli riyolit klastlarının çoğu etkin devitrifikasyona uğramıştır. (Şekil 12G).

Piroklastik istifin üst bölümü, yüksek volkaniklast yoğunluklu ve kaynaklanmış piroklastik akma ünitelerinden oluşur (Şekil 12A, B). Çok kalın ve masif düzeyler ile simgelenen akma üniteleri bloksu ayrışmalı, bordo ya da koyu kırmızı-kahverenkli ve karakteristik olarak kaba volkaniklastlıdır. Masif ya da akma laminalı riyolit, devitrifiye riyolit ve pomzadan oluşan

desimetrik büyüklüklerdeki klastlar çoğunlukla küt köşeli, seyrek olarak yarı yuvarlaktır. Bornova Fliş Zonu'ndan aktarılmış kaba klastlar, bu düzeyler içinde az oranda bulunur.

## Lav Üyesi

Genellikle bloksu ayrışmalı olan riyolit lavları, mavimsi koyu gri, pembe, kırmızı, bordo ve soluk sarımsı gri renkli, akma yapılı ya da masiftir. Çamköy kuzeyindeki isale hattı yarmasında gözleendiği gibi, yersel olarak gelişmiş poligonal soğuma sütunlarına rastlanır (Şekil 13A, B). Lavlarda yer yer yaygınlaşan gaz boşluklarının bazıları opal ve kalsedonla dolgulanmıştır. Opal dolguları çoğunlukla beyaz ve krem renklidir. Karacık vd. (2011), Gümüldür çevresinde saptadıkları kırmızı ve turuncu renkli opallerin, gemolojik değeri bilinen 'ateş opali'ne yakın özelliklerde olduğunu belirtir. Lavların, Edil üyesi üzerinde gözlenen devitrifiye olmuş taban bölümlerinde, santimetrik büyüklüklerde sferülit/litofiz nodülleri yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 13C, D, E). Bazı kesimlerde, buhar fazı ürünleri olan litofizler (lithophysae) yaygın olarak gelişmiştir. Seyrek olarak halkalı büyüme yapılarına rastlanır (Şekil 13F, G). Genellikle santimetrik, seyrek olarak desimetrik büyüklüklerde ve tekil olarak gözlenen litofizler, yer yer tane değimli olabilecek kadar yoğunlaşır. Wipp (2006), çoğunlukla litofizler ile lavların gaz boşluklarında ve nadiren kompakt lavlar içinde 1,5 cm'ye kadar büyümüş yarı özşekilli trapezoidal granatlar (almandin-spessartin) saptamış ve kristalleşmenin buhar fazında oluştuğunu ileri sürmüştür (Şekil 13H, İ). Cumaovası volkanitleri kapsamındaki yüksek potasyumlu ve kalkalkalen karakterli riyolit lavları ile Sakız Adası'nda aynı türden granatlar içeren 15,9 My K/Ar yaşlı "Profitis İlias Riyoliti" (Mitropoulos vd., 1999) arasında büyük benzerlikler vardır.



**Şekil 12.** A, B) Piroklastik istifin orta-üst bölümlerindeki egemen fasiyes değişimi (a: Temel türbülansı düzeyleri ile ayrılan kaynaklanmamış ignimbritlerin egemen olduğu bölüm, b: Kaynaklı ignimbirit ve bloklu kül akışı fasiyeslerindeki yoğunluk akıntısı düzeylerinin egemen olduğu üst bölüm), C) Genel olarak santimetrik-desimetik kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlı temel türbülansı istifi, D) Düzlemsel paralel katmanlı temel türbülansı istifi içinde nadiren izlenen antidün(?) tipi katmanlanma. Akış yönü sağa, antidün göçü sola doğrudur, E, F) Yersel olarak izlenen 'U-biçimli kanal' yapıları (Çekiç boyu 33 cm'dir), G) Genel olarak yüksek oranda riyolit klastı içeren kaynaklanmamış ignimbirit ünitelerinin bazılarında, kaba riyolit klastlarının devitrifiye olduğu gözlenir.

**Figure 12.** A, B) Facies variation in the middle and upper parts of pyroclastic sequence (a: the part dominated by unwelded ignimbrites separated with the levels of base surge, b: the upper part dominated by welded ignimbrite and blocky ash flow facies formed by density currents), C) Generally centimeter to decimeter thick, planar and parallel-bedded sequence of base surge, D) Antidune(?) bedding rarely found within the planar parallel-bedded base surge sequence. Flow direction is toward right, and antidune migration is toward left, E, F) Locally traced 'U-shaped channel' structures (Length of hammer is 33 cm), G) It is generally observed that coarse rhyolite clasts were entirely devitrified in some of unwelded ignimbrite units bearing a high ratio of rhyolite clasts.

## Perlit Üyesi

Genel olarak Edil üyesi kapsamındaki gösel çökeller üzerine sualtında yerleşen riyolit lavlarının taban kesitleri ile kızgın piroklastik akma üniteleri hidrasyona uğrayarak perlitleşmiştir. Edil üyesi çökelleri üzerine yerleşen lav domlarının tabanlarındaki kompakt perlit oluşumu daha kalın, yanal sürekli ve ekonomik boyutlardadır (Şekil 14A). Cumaovası volkanitleri kapsamındaki perlitlere yönelik çalışmalar Zucci (1970) ile başlayıp, Özgenç (1975, 1978b, 1992, 1993) ile devam etmiştir. Tipik olarak sedef parlaklığındaki mavimsi koyu gri rengiyle ayırtılan perlitler, Özgenç (1978) ve Eşder (1988)'den yararlanılarak haritalanmıştır. Volkanitlerin ilksel doku özellikleri, perlitleşme yoğunluğuna bağlı olarak değişen oranlarda silinmiştir. Edil üyesi ile dokanaktaki devitrifiye ignimbirit düzeylerinin bazılarında soğuma sütunları gelişmiştir (Şekil 14B).

## Optik Mineraloji-Petrografi

Cumaovası volkanitlerinin, mineralojik-petrografik incelemelerde riyolit olarak tanımlanan lavları vitrofirik ya da porfirik dokuludur. Başlıca fenokristaller kuvars ve sanidindir; az oranda plajiyoklaz ve biyotite rastlanmıştır. Kuvars fenokristalleri, genellikle iri ve çatlaklı, özşekilli ya da yenmiştir. Genellikle karlsbad ikizlenmeli ve glomeroporfirik dokuda gözlenen sanidinler, yer yer magmatik korozyona uğramış ve yenmiştir. Az oranda gözlenen plajiyoklazlar, çoğunlukla polisentetik ikizlenmeli ve glomeroporfirik dokuludur. Seyrek olarak elek dokusu gösteren plajiyoklazlara rastlanır. Nadiren gözlenen biyotit fenokristalleri, kenar ve dilinimlerinden itibaren yer yer tamamen opaklaşmıştır. Hamurda devitrifikasyon, akma dokusu ve sferülitik doku özellikleri yaygın olarak gözlenir.

## Ana Element Oksit Jeokimyası

Cumaovası volkanitlerinin lavlarından alınan Innocenti ve Mazzuoli (1972)'nin 5, Hasözbeke (2000)'in 13 ve Wipp (2006)'nın 14 örneğinin ana element analiz sonuçları topluca değerlendirilmiştir. Bu çalışmada alınan 15 örneğin ana element verilerine yönelik değerlendirmeler, önceki çalışmaların sonuçlarıyla uyum içindedir. Buna göre, Le Bas vd. (1986)'nin TAS diyagramında riyolit alanında toplanan lav örneklerinin tümü, Irvine ve Baragar (1971) ayırımına göre subalkali bölümde yer alır (Şekil 15A). Irvine ve Baragar (1971)'in AFM diyagramına yansıtılan verilere göre, örnekler kalkalkali karakterlidir (Şekil 15B). Le Maitre vd. (1989)'in  $K_2O-SiO_2$  diyagramında değerlendirilen örnekler "yüksek potasyumlu riyolit" özelliği gösterir (Şekil 15C).

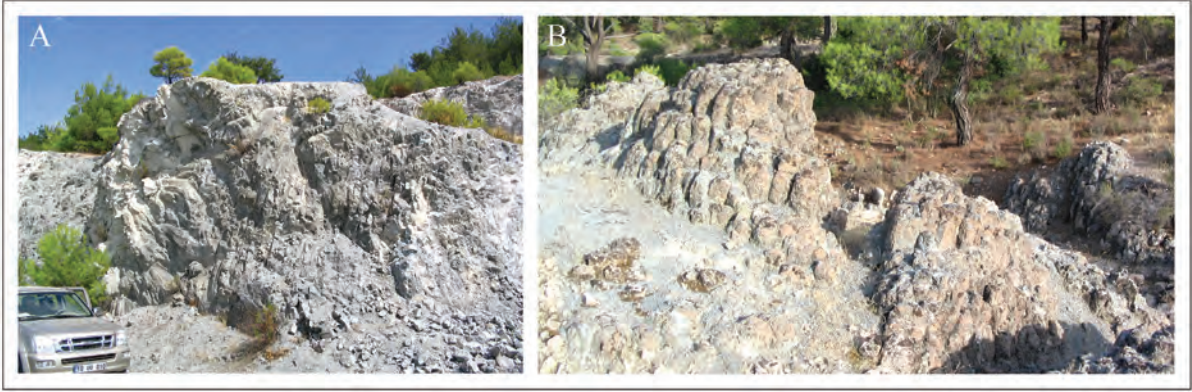
## Jeokronoloji

Borsi vd. (1972), kıyı Ege bölgesindeki volkanitlerin jeokronolojik ve petrolojik özelliklerini araştırdıkları çalışmalarında, üst kabuğun kısmi ergimesiyle ilişkilendirdikleri Cumaovası riyolitlerinden ("İzmir-Lebedos rhyolites")  $12,5 \pm 3,5$  My K/Ar yaşı aldıkları bilinmektedir (Değinenilen örnek, eski Keler köyü kuzeyindeki Pilav Tepe'den alınmıştır). Bu proje kapsamında, riyolit lavlarının hidrotermal alterasyondan fazla etkilenmemiş kesimlerinden beş adet radyometrik analiz amaçlı örnek alınmış, K/Ar yöntemiyle yapılan analizlerde 13,0 My ile 13,8 My arasında değişen yaşlar alınmıştır (Göktaş, 2013). Göktaş (2013), Sözbilir vd. (2011)'in Kocaçay havzasında  $13,8 \pm 0,1$  My  $Ar^{40}/Ar^{39}$  yaşı aldıkları riyolitik kül döküntülerini Cumaovası volkanizmasıyla ilişkilendirmiştir.



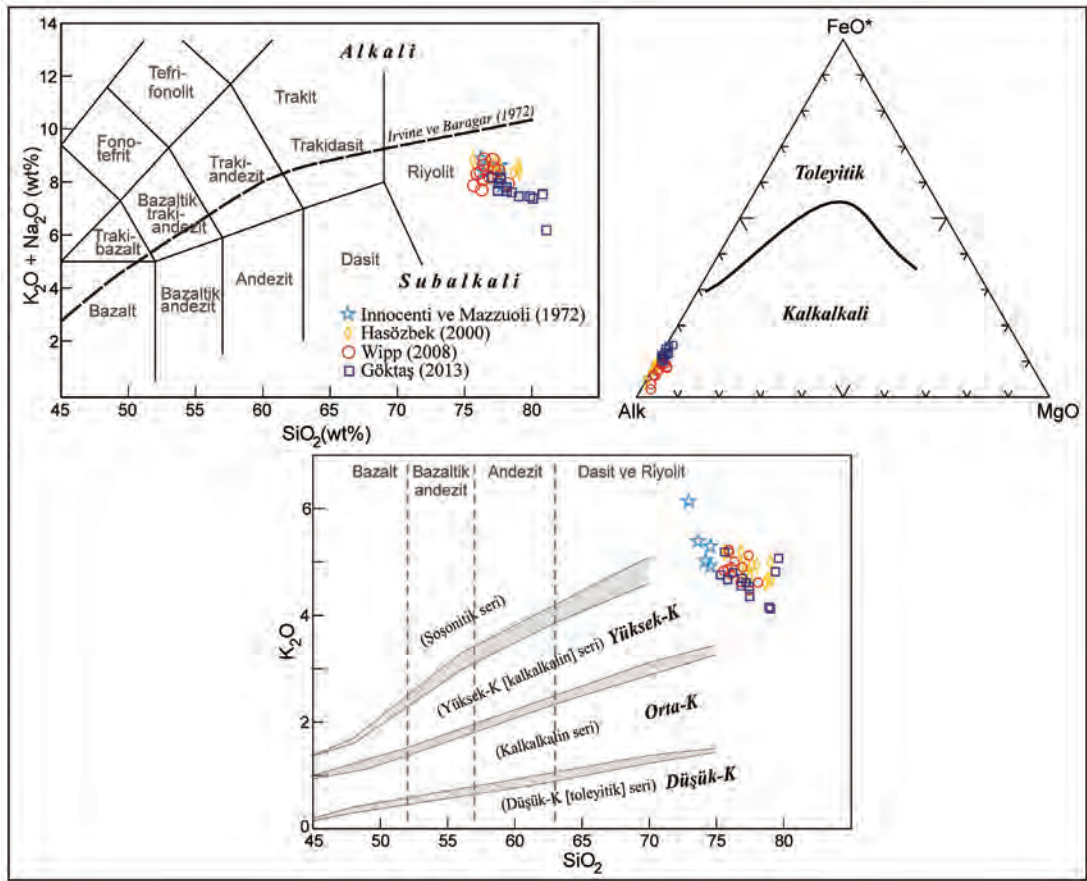
**Şekil 13.** A, B) Riyolit lavlarının bazı kesimlerinde gözlenen poligonal soğuma sütunları; C, D, E) Edil üyesi üzerine gelen lavların devitrifikasyona uğramış taban kesimlerinde sıklıkla gözlenen sferülitler; F, G) Görece batısındaki bloksu ayrışmalı riyolit lavlarındaki halkalı litofizler (Wipp, 2006); H, İ) Lavlar içinde gözlenen özşekilli/yarı özşekilli granat kistalleri (Wipp, 2006).

**Figure 13.** A, B) Polygonal cooling-induced columnar joints observed in some parts of the rhyolite lava; C, D, E) spherulites most of which are observed in the devitrified base parts of lavas overlying Edil member; F, G) Annular lithophysae, which are detected in blocky weathered rhyolite lavas in the west of Görece (Wipp, 2006); H, İ) Euhedral/subhedral garnet crystals observed within rhyolite lavas (Wipp, 2006).



Şekil 14. A) Perlit işletmesinden bir görünüm, B) Az gelişmiş soğuma sütunlarının gözleendiği perlitize ignimbirit düzeyleri.

Figure 14. A view from a perlite quarry, B) Perlitized ignimbrite levels in which poorly developed cooling-induced columnar joints are observed.



Şekil 15. Ana element oksit verilerinin A) TAS diyagramında (Le Bas vd., 1986), B) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), C)  $K_2O-SiO_2$  diyagramında (Le Maitre, 1989) değerlendirilmesi.

Figure 15. Evaluation of analysis results for major elements taken from rhyolite lavas A) on TAS diagram (Le Bas et al., 1986), B) on AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), C) on  $K_2O-SiO_2$  diagram (Le Maitre, 1989).

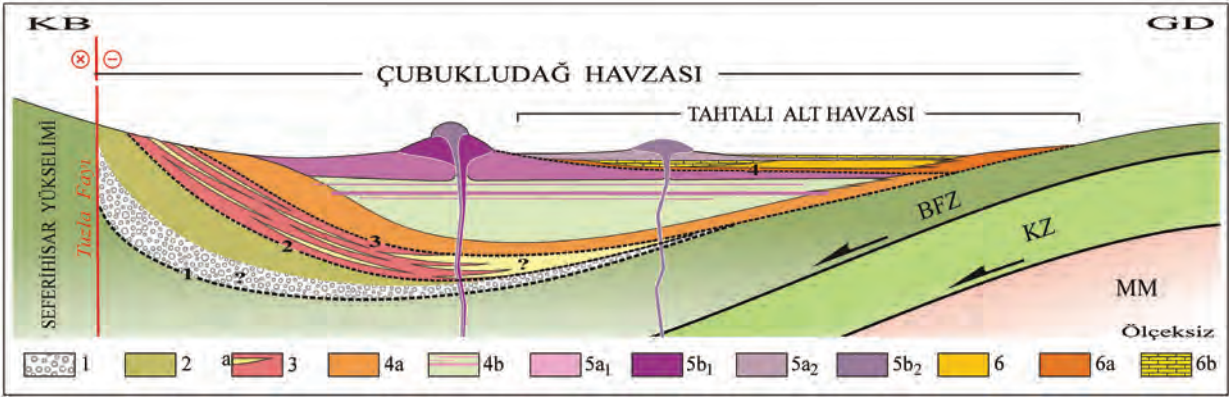
## SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Akhisar Çöküntüsü'nün Çubukludağ havzasını kapsayan inceleme alanında, karasal Neojen istifinin tabanı gözlenmez. Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubunun en alt bölümünde yer alan Çatalca formasyonu, aktif Tuzla Fayı'nın verrev atımlarıyla gömülerek alttan eksiltmiştir. Gözlenebilen en alt kesiminde kömürlü bataklık düzeyleri ile başlayan ve genel olarak düşük enerjili limnik-flüviyal çökellerden oluşan Çatalca formasyonunun tabanında bulunması beklenen alüviyal fan/delta çökellerinin, Tuzla Fayı'nın batı bloğu üzerindeki bölümü aşınmış, doğuda kalan havza bölümünde ise kendisinden daha genç çökeller tarafından örtüldüğü varsayılmıştır. Çatalca formasyonu üzerine tortullaşma kesikliği içermeyen uyumsuzlukla gelen Bahçecik formasyonu, havza genelinde çökeltme enerjisindeki ani artışı yansıtan kaba kırıntılılardan oluşur. Bahçecik formasyonunun Kocaçay havzasındaki eşdeğeri kabul edilen Kesmedağı formasyonu (Göktaş, 2012) istifinin en üst bölümünde Kaya vd. (2007) tarafından tanımlanan MN4 biyozonuna ait küçük memeli faunası, çökeltimin geç Erken Miyosen'de geliştiğini gösterir. Ağırlıklı olarak kıvrıl-bordo renkli çakıldaş düzeylerinden oluşan ve yelpaze deltası ortamında tortullaşmayı yansıtan Bahçecik formasyonu, Kesmedağı formasyonu gibi yanal süreksiz gölsel kireçtaşı aradüzeyleri kapsar. Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen ve alüviyalden gölsel ortama evrimi yansıtan Yeniköy formasyonu ile alüviyal, flüviyal ve gölsel çökellerden oluşan Tahtalı formasyonu Orta Miyosen tortullaşmasını yansıtır. Olasılıkla Orta Miyosen başlarında, havzanın batı sınır fayının yeniden etkinleşmesiyle tetiklenen Yeniköy formasyonu tortullaşması, havza kenarı çökeltimini simgeleyen yelpaze deltası çökelleriyle

başlar ve gölsel çökellerle sona erer. Yelpaze deltası sisteminin su üstü çökelleri, kıvrıl-bordo renkli ve düşük dokusal olgunluktaki flüviyal çakıldaşlarından oluşur. Su altı bölümü ise, gölsel kıltaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsayan kumtaşı-çakıllı kumtaşı egemen istifi ile simgelenir. Su altı yelpaze deltası çökellerine yanal giriklikle çökelen gölsel Edil Üyesi, ağırlıklı olarak laminalı şeyllerden oluşur ve Cumaovası volkanizmasının erken dönemine ait felsik piroklastik aradüzeyler kapsar.

Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşen ve Tahtalı formasyonu çökeltimiyle yanal ilişkili olarak geliştiği öngörülen Cumaovası volkanizması, 13,0 My-13,8 My arasında yaşlandırılan (Göktaş, 2013) kalkalkali riyolitik volkanitler ile simgelenir. Cumaovası freatomagmatik volkanizmasının birinci evresi, Yeniköy formasyonunun çökeltmekte olduğu Edil gölü içinde gelişmiştir. Gölsel istif içinde yer alan yaklaşık 50 metre kalınlığındaki felsik piroklastik düzey, erken dönem ürünüdür. Volkanizmanın birinci evresindeki patlamaların ürettiği çok katlı piroklastik akma düzeylerinin Edil gölsel çökelleri üzerine yerleşimiyle havza bütünüyle dolmuş ve Yeniköy formasyonu tortullaşması sona ermiştir. Çubukludağ havzasının ortalama eksen uzanımına uygun olarak KD-GB doğrultusunda yayılım gösteren birinci evre Cumaovası volkanitlerinin hidrovulkanik ürünleri ve riyolit domları, Yeniköy ile Tahtalı formasyonlarını yaklaşık olarak birbirinden ayırır. Başka bir anlatımla, birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle Yeniköy formasyonunun çökeldiği havza kapanmış ve volkanik aksın kabaca doğusunda kalan alanda, Tahtalı formasyonunun ikinci evre Cumaovası volkanitleriyle yanal ilişkili olarak çökeldiği alt havza biçimlenmiştir (Şekil 16).





**Şekil 16.** Çubukludağ grubu kaya birimlerinin şematik istiflenme düzeni. 1) Olası alüviyal fan/delta çökelleri, 2) Çatalca formasyonu, 3) Bahçecik formasyonu (a: Sarımustafa üyesi), 4) Yeniköy formasyonu (a: Akselvi üyesi, b: Edil üyesi), 5) Cumaovası volkanitleri (a<sub>1</sub>: Birinci evre piroklastik üyesi, b<sub>1</sub>: Birinci evre lav üyesi, a<sub>2</sub>: İkinci evre piroklastik üyesi, b<sub>2</sub>: İkinci evre lav üyesi), 6) Tahtalı formasyonu (a: Sakartepe üyesi, b: Çamköy üyesi). 1: Erken Miyosen uyumsuzluğu, 2: Geç Erken Miyosen uyumsuzluğu, 3: Erken Orta Miyosen uyumsuzluğu, 4: Geç Orta Miyosen uyumsuzluğu. MM: Menderes Masifi, KZ: Kikladik Zon, BFZ: Bornova Fliş Zonu.

**Figure 16.** Schematic sequential restoration put forward for the rock units of Çubukludağ group 1) Probable alluvial fan/deltaic deposits, 2) Çatalca formation, 3) Bahçecik formation (a: Sarımustafa member), 4) Yeniköy formation (a: Akselvi member, b: Edil member), 5) Cumaovası volcanics (a<sub>1</sub>: First-stage pyroclastic member, b<sub>1</sub>: First-stage lava member, a<sub>2</sub>: Second-stage pyroclastic member, b<sub>2</sub>: Second-stage lava member), 6) Tahtalı formation (a: Sakartepe member, b: Çamköy member). 1: Early Miocene unconformity, 2: Late Early Miocene unconformity, 3: Early Middle Miocene unconformity, 4: Late Middle Miocene unconformity. MM: Menderes Massif, KZ: Cycladic Zone, BFZ: Bornova Flysch Zone.

Genç vd. (2001)'nin genelleştirilmiş stratigrafilerinde gösterilen Cumaovası volkanitleri, Akartuna (1962)'nin Dasiyen verisi doğrultusunda Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kabul edilen Yeniköy formasyonu ile yanall ilişkili kabul edilmiştir. Cumaovası volkanitleri için Genç vd. (2001)'nin alıntılıdığı 11,5 My ve 9 My K/Ar yaşları için kaynak gösterilen çalışmalarda (Borsi vd., 1972 ve Özgenç, 1978) bu radyometrik veriler bulunmamaktadır. Karacık vd. (2013), Genç vd. (2001)'nin Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kabul ettikleri Yeniköy formasyonuna yanall girik riyolit lavlarından aldıkları 17.2 My ile 17.9 My arasında değişen K/Ar yaşları ile bu çalışmada alınan 13,8 My-13,0 My arasındaki K/Ar yaşları arasında uyumsuzluk vardır.

Çubukludağ grubunun Tahtalı formasyonundan yaşlı sedimanter kaya birimlerinin istiflenme düzeni ve havza içindeki dağılımları, tortullaşmanın "İzmir -transfer-

faı"nın (Kaya vd., 2007) GB devamı olan doğrultu atımlı Tuzla Fayı tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle oluşan Tahtalı alt havzasındaki çökelim ise bu denetimin dışında kalmıştır (Şekil 16). Havza, Cumaovası volkanitlerinin yerleşimine kadar olan Erken Miyosen-erken Orta Miyosen döneminde, doğu bloğu batıya doğru sürekli çöken bu sınır fayı tarafından asimetric biçimlendirilmiştir. Çubukludağ grubu çökeliminin doğrultu atımlı Tuzla Fayı'ndan doğuya doğru zaman aşmalı gelişimi, yanall havza asimetricisinin göstergesidir. Çubukludağ istifinin en yaşlı ve kalın bölümleri batıda, görece genç ve daha ince bölümleri ise çöküntünün doğu kesiminde yer alır (Şekil 16). Depolanma eksenlerinin yanall göçüyle ortaya çıkan havza asimetricisinin ve kalın stratigrafi kesitleriyle belirlenen episodik hızlı çökme eğiliminin, doğrultu atımlı havzaların başlıca

özelliklerinden olduğu gösterilmiştir (Christie-Blick ve Biddle, 1985).

Çubukludağ havzasının güney bölümünde esas olarak Bahçecik formasyonu çökelleri yüzeyler. Kuzey bölümde ise Çatalca, Bahçecik ve Yeniköy formasyonlarından oluşan eksiksiz bir istiflenme gözlenir. Bu durumun, aksiyal havza asimetrisini gösterdiği ileri sürülebilir. Havzanın güney bölümü, belirgin olarak sıkışma deformasyonuna uğramıştır. Orhanlı güneyinde yüzeyleyen havza dolgusunun, özellikle Tuzla Fayı'na yaklaştıkça sıklaşan ve kanat eğimleri artan KD-GB eksen uzanımlı kıvrımlanma deformasyonu geçirdiği; Tuzla Fayı'nın Cumalı Ilıcaları batısındaki bölümünde ise, Bornova fliş zonu kayalarının Bahçecik formasyonu çökellerine bindirdiği gözlenir (Eşder, 1988; Emre vd., 2005). Kuzey bölümde, Çubukludağ grubu çökelinin başlangıcından itibaren egemen olan serbestleme/çökme eğilimi ise, Cumaovası volkanitlerinin yerleşimine kadar olan süre içinde, Çatalca+Bahçecik+Yeniköy formasyonlarından oluşan eksiksiz tortul istifin 1500 metreye yaklaşan kalınlıklara ulaşmasını sağlamıştır. Edil üyesi gölsel istifinin havza içinde yalnızca Yeniköy çevrelerinde çökmesi ve kalınlığının 600 metreye kadar ulaşması, serbestleme alanı olarak yorumlanan kuzey bölümdeki hızlı çökmenin kanıtı olarak gösterilebilir.

Akhisar Çöküntüsü'nün, bölgesel sıkışmaya eşlik eden K-G doğrultulu egemen genişleme sürecinde, Geç Miyosen başlarından Günümüz'e kadar, ortalama KB gidişli ve genellikle kuzey yönünde çökmüş verrev/normal faylarla enine bölündüğü bilinmektedir (Emre vd., 2011; Özkaymak vd., 2012). Akhisar çöküntüsünün GB bölümünde çökelmiş Çubukludağ havza dolgusunu KB yönünde kesen en önemli normal fay ise, bir anlamda "yapısal-stratigrafik bölme hattı" olarak yorumlanan Künerlik-Çileme fayıdır. Bu hipotetik hat, taban bloktaki Alt-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubu kaya birimleri ile tavan bloktaki Üst Miyosen-Erken Pliyosen

yaşlı Gaziemir grubu çökellerini birbirinden ayırır ve Gaziemir grubu çökellerinin depolandığı Geç Miyosen havzasını güneyden sınırlar (Şekil 11).

Çubukludağ havzasının Erken Miyosen'de açılımla başlayan Çubukludağ grubu tortullaşmasının Orta Miyosen sonlarına kadar devam ettiği önerilmiştir. Havza açılımı ve dolgulanmasının Erken Miyosen içindeki başlangıç zamanı tartışmalıdır. Kaya vd. (2007)'inde önerilen "Foça", "Yuntadağı", "Akhisar" ve "Gördes" bloklarında yürütülmüş önceki çalışmaların biyokronolojik değerlendirmeleri, bölgesel Neojen tortullaşmasının esas olarak geç Erken Miyosen'de geliştiği yönündedir (Göktaş ve Ünay, 2000; Ünay ve Göktaş, 2000; Ünay vd., 2003; Bruijn vd., 2006; Kaya vd., 2007). Bu çalışmalarda tanımlanan küçük memeli faunaları, ağırlıklı olarak MN3 biyozonunda toplanır. (Hilgen vd. [2012]'ye göre MN3 biyozonunun sınırları 19,5 My ile 17,2 My arasındadır ve Burdigaliyen'i gösterir). Çubukludağ grubu tortullaşması, 13,8 My-13,0 My arasında yaşlandırılan Cumaovası volkanitleriyle yanal ilişkili Tahtalı formasyonu ile sona erer.

Altta alüviyal Akçaköy formasyonu ve üstte yer alan gölsel Buca formasyonundan yapıları Gaziemir grubu Geç Miyosen- Erken Pliyosen tortullaşmasını simgeler ve Künerlik-Çileme yapısal-stratigrafik bölme hattından, Bornova kuzeyindeki Beşyol ve Yakaköy çevrelerine kadar olan geniş bir alanda yayılım gösterir. Künerlik-Çileme hattının güneyinde kalan taban bloğu, Orta Miyosen sonlarından Kuvaternere kadar çökmezlik alanı konumundadır. Gaziemir Geç Miyosen havzasının batı kenarındaki alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtan Akçaköy formasyonu, havzanın doğu kenarında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Ayrancılar formasyonunun zaman-kayastratigrafik eşdeğeridir. Havza kenarlarında yanal girik, iç kesimlerde ise dar bir aralıkta düşey geçişli olarak Akçaköy alüviyal istifi üzerine gelen gölsel Buca formasyonu, tipik olarak yeşil renkli kiltası-

silttaşı egemen bir istifte (Develi üyesi) başlar ve kireçtaşlarıyla sona erer.

### Katkı Belirtme

Bu makale, “Çeşme, Urla, Cumaovası, Kemalpaşa-Torbalı Çöküntülerindeki Neojen ve Kuvaterner Havzalarının Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi” (2008-30-14-01.g) başlıklı MTA projesinin bir bölümünü kapsar. Yük. Müh. Murat Yükcünç arazi çalışmalarına yardımcı olmuştur. Makalenin yayına hazırlanmasındaki çok yönlü katkılarından dolayı Dr. H. Yavuz Hakyemez’e ve DSİ sondaj stamplarından yararlanma olanağı sunan Jeo. Yük. Müh. Alim Murathan’a teşekkür ederim.

### EXTENDED SUMMARY

*Terrestrial sedimentation of Early-Middle Miocene on the Çubukludağ basin are studied under the name Çubukludağ group. The sedimentary fill on the basin, which opened asimetrically under the control of “older” Tuzla Fault (Emre et al., 2005) during an Early Miocene extension, comprises Çatalca, Bahçecik, Yeniköy and Tahtalı formations as well as Cumaovası volcanics from bottom to top. The oldest unit of the basin fill is Çatalca formation broadly indicating Early Miocene sedimentation. The lower part of the sedimentary succession, exposed along a parallel strip to Tuzla Fault with a NE-SW strike, is buried beneath younger units with vertical components of a strike-slip fault, activity of which lasts onwards. Generally comprising limnic-fluvial detritals deposited in a low-energetic environment, the succession begins by lacustrine deposits with coal-bearing marsh levels and contains mainly sublacustrine fluvial deposits. Marginal basin detritals, which are expected to have been under the sedimentary succession, have no outcrops in the study area. Marking the sequence of a probable basin margin, alluvial fan/deltaic deposits, the part of which*

*rests on Seferihisar Uplift making the footwall of Tuzla Fault should have been eroded, and hanging wall deposits should have been buried beneath younger units with vertical/oblique slip movements of the fault. Bahçecik formation overlying Çatalca formation with an unconformity, including not any break in sedimentation, indicated by an abrupt change on the depositional environment, show a sedimentation originated from river-dominated lacustrine fan delta. The sedimentary succession is built from red-claret red coarse conglomerates like “a terrestrial molasse” deposited on a high-energetic environment, and bears lacustrine limestone interbeds with no lateral extent (Sarımustafa member). There are marsh deposits with thin coal seams on the base sections in some of lacustrine interbeds indicating predominantly freshwater alga-bearing limestones. Considered as overlying Bahçecik formation with a low-angle unconformity, Yeniköy formation marks an early Middle Miocene sedimentation. Yeniköy succession contains composite fan delta deposits with a lateral extent (Akselvi member) in front of old Tuzla fault, and lacustrine deposits with a lateral extent (Edil member). The lower part including supraaqueous deposits of a fan delta system, described as the name Akselvi member, is made from red-claret red fluvial conglomerates with a low-textural maturity. The upper part indicating a sublacustrine deposition are distinguished as a succession dominated by sandstone, pebbly sandstone and conglomerate bearing lacustrine claystone-siltstone interbeds. Lacustrine Edil member, deposited by laterally passing to a subaqueous fan delta succession, predominantly contains laminated shales as well as felsic pyroclastic interbeds, early-stage products of Cumaovası volcanism. Pyroclastic interbeds are in dominantly ashfall facies, and ignimbrite units are subordinate.*

*Became active in late periods of the sedimentation during which Yeniköy formation occurred, Cumaovası volcanism has two stages*


of volcanism exposed by calc-alkaline rhyolitic volcanics, showing a lateral contact relationship with the deposition of Tahtalı formation. K-Ar ages ranging from  $13,0 \pm 0,4$  Ma to  $13,8$  Ma were obtained from rhyolite lavas emplaced as domes and dome flows. The initial stage of Cumaovası phreatomagmatic volcanism took place in the lake where Edil member was depositing. When multi-layered ignimbrite units and rhyolite lavas were emplaced, the Edil lake was entirely filled in the main explosion stage, initiated with the deposition of base turbulence, and then the sedimentation of Yeniköy formation was complete. With the emplacement of first-stage Cumaovası volcanics, the basin in which Yeniköy formation had been deposited was closed and the lower basin was formed in the area where Tahtalı formation was deposited, located in about east of the volcanic axis. The deposition of Tahtalı formation, assumed to have been occurred during late Middle Miocene, has a lateral relationship with second-stage Cumaovası volcanism. Tahtalı formation, initiating with unconformable alluvial fan deposits (Sakartepe member) over Bornova Flysch Zone exposed at southern margin of the basin and mainly indicating a sedimentation of braided river deposits, includes lacustrine interbeds originated from a floodplain. Tahtalı formation has a lateral contact relationship with second-stage Cumaovası volcanics. Lacustrine levels, marked by algal limestone and widely exposed in the uppermost part of the sequence, are differentiated as Çamköy limestone member. The pyroclastics belonging to the second-stage of Cumaovası volcanism were emplaced between fluvial deposits of Tahtalı formation and Çamköy limestone.

Gaziemir group, which is built from lower alluvial Akçaköy formation and upper lacustrine Buca formation, indicates the sedimentation occurred during Late Miocene-Early Pliocene. Akçaköy formation shows a sedimentation in the western margin of Late Miocene Gaziemir basin. Lacustrine Buca formation has a green claystone-siltstone dominated succession (Develi member) and limestones-dolomitic limestones, overlying

Akçaköy alluvial succession laterally passing at the basin margins and vertically in a restricted zone along the interior parts.

Çubukludağ basin shrunk due to the NW-SE compression, which was likely active in the beginning of Late Miocene. Thus, the basin fill was subjected to a folding deformation with a NE-SW elongation of axis, intensity and limb dips of which increases, particularly when approached to the Tuzla Fault. Akhisar Depression was divided by average NW-trending and commonly N-side depressed normal faults in width during the NE-SW strike dominant extension process, accompanied with regional compression, since beginning of Late Miocene onwards. The most prominent normal fault which northwesterly cuts Çubukludağ group deposits in Çubukludağ basin making SW portion of Akhisar Depression is "Künerlik-Çileme tectonostratigraphic division line". The Künerlik-Çileme line separates the rock units of Lower-Middle Miocene Cumaovası group on the footwall from the deposits of Upper Miocene-Early Pliocene Gaziemir group on the hanging wall, and so forms the southern border of the Late Miocene basin where the deposits of Gaziemir group was deposited.

## ORCID

Fikret Göktaş  <https://orcid.org/0000-0002-0011-4361>

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M. 1962. İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urta bölgesinin jeolojisi hakkında. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 59, 1-18.
- Arni, P. 1937. Yeniköy Seydiköy Cumaovası kömür sahasındaki tetkikata ait muvakkat rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 149 (yayımlanmamış).
- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986, İzmir-Manisa dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 7929 (yayımlanmamış).
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In:

- Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, 1–34
- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island). *Bulletin of Volcanology* 36, 473–496.
- Bruijn, H. de, Mayda, S., Ostende, L., Kaya T. ve Saraç, G. 2006. Small mammals from the Early Miocene of Sabuncubeli (Manisa, SW Anatolia, Turkey). *Beitrage zur Paläontologie* 30, 57-87.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Oelsner, F., Dürr, S. 1997. Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77, 95-97.
- Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R. 2007. Menderes Masifi'nin Batısında Yer Alan Kikladik Kompleksin Tersiyer Yaşlı Yüksek Basınç/Düşük Sıcaklık Metamorfizması-Türkiye. Menderes Masifi Kollokyumu, 5-10 Kasım 2007, İzmir, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 66-73.
- Emre, Ö., Özalp, S., Duman, T.Y. 2011. 1:250.000 ölçekli Türkiye D Fay Haritası Serisi. İzmir NJ 35-7) Paftası, Seri No:6, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. 2005. İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10754 (yayımlanmamış).
- Engin, O. 1965. Cumaovası (İzmir) civarındaki linyit ihtiva eden sahanın jeolojisi hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 3765 (yayımlanmamış).
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş. 1975. Geology of İzmir-Seferihisar geothermal area. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, USA, 20-29 May 1975, Proceedings 1, 349-361.
- Eşder, T. 1988. Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim Dalı, 401 s. (yayımlanmamış).
- Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M. ve Yılmaz, Y. 2001. The Cumaovası graben, South of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta* 14, 45-55.
- Göktaş, F. 2012. Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzası ve yakın çevresindeki Neojen-Kuvaterner tortullaşması ile magmatizmasının jeolojik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11575.
- Göktaş, F. 2013. Cumaovası volkanitlerinin zamanstratigrafik konumuna ilişkin yeni veriler hakkında kısa not. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 147, 179-183.
- Göktaş, F. ve Ünay, E. 2000. The stratigraphy of the NW parts of the Akhisar (Manisa) Neogene basin. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), 25-29 Eylül 2000, İzmir, Abstracts, 72.
- Hasözbeç, A. 2000. Geology of the Cumaovası (Menderes) region and the forming of the volcanics. BSc thesis, Dokuz Eylül University Department of Geology Engineering, İzmir.
- Hilgen, F., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., with contributions by Beu, A.G., Boyes, A.F., Cooper, R.A., Krigsman, W., Ogg, J.G., Piller, W.E., Wilson, D.S. 2012. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier Publications, 923-978.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. 1972. Petrology of İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology* 36, 83-104.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş. C. 2011. Volcano-stratigraphy of the extension-related silicic volcanism in the Çubukludağ graben, western Turkey: implications for generation of thephretomagmatic eruptions triggered by dome emplacement. *Geophysical Research, Abstracts*, 13.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş. C. 2012. Petrology of the Miocene volcanism at around the Karaburun Peninsula and Cumaovası graben (Western Anatolia, Turkey): Geochemical and radiochronological data for its regional implications. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), 1-5 Ekim 2012, İzmir, Abstracts, 25.

- Karacık, Z., Genç, Ş.C., Gülmez, F. 2013. Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences* 73, 199-217.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş.C. 2013. Volcano-stratigraphy of the extension-related silicic volcanism of the Çubukludağ Graben, western Turkey: an example of generation of pyroclastic density currents. *Geological Magazine* 151/3, 492-516.
- Kaya, O. 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 22/1, 35-58.
- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F. ve Saraç, G. 2007. Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal* 42, 85-109.
- Kayseri-Özel, M.S., Sözbilir, H., Akgün, F. 2014. Miocene palynoflora of the Kocaçay and Cumaovası basins: a contribution to the synthesis of Miocene palynology, palaeoclimate, and palaeovegetation in western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 233-259.
- Le Maitre, R. W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 208 p.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Müller, H. 1937. Cumaovası kömür zuhuratına ait 20.2.1937 ve 23.3.1937 tarihli raporlara zeyil. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 167 (yayımlanmamış).
- Okay, A. ve Siyako, M. 1991. İzmir ve Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neotetis kenedinin yeni konumu. *Ozan Sungurlu Sempozyumu, Kasım 1991, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı*, 333-355.
- Özgenç, İ. 1975. İzmir-Cumaovası bölgesi perlit yataklarının jeolojisi. *TÜBİTAK V. Bilim Kongresi, Bildiriler Kitabı*, 261-272.
- Özgenç, İ. 1978a. Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 21, 31-34.
- Özgenç, İ. 1978b. İzmir bölgesi perlit yataklarının jeolojisi ve petrolojisi, perlitlerin fiziksel, kimyasal ve genleşme özellikleri. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi*, 190 s.
- Özgenç, İ. 1992. Batı Anadolu bölgesi riyoitik camı kayaların yapı gereçleri açısından kullanıma olanakları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni* 7, 233-239.
- Özgenç, İ. 1993. Perlitler içindeki suyun kimyasal yapısı ve bu yapının genleşme özelliğine etkisi. *Jeoloji Mühendisliği* 42, 60-63.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. 2012. Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics* 65, 117-135.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. 2011. Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research* 23 (4), 423-448.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. 2008. A first record of a strike-slip basin in Western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 559-591.
- Ünay, E. ve Göktaş, F. 2000. Kınık (Gördes) çevresindeki Erken Miyosen yaşlı linyitli çökellerin küçük memeli biyokronolojisi: ön sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 43, 1-6.
- Ünay, E., De Bruijn, H. ve Saraç, G. 2003. A preliminary zonation of the continental Neogene of Anatolia based on rodents. In: Reumer, J.W.F. & Wessels, W. (eds.). *Distribution and migration of Neogene mammals in Eurasia. Deinsea* 10, 530-547.
- Ürgün, S. 1970. İzmir vilayeti Seferihisar kazası civarının hidrojeolojik ve jeotermik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 4344 (yayımlanmamış).
- Wipp, Ç. L., 2006. İzmir-Cumaovası-Görece köyü civarı volkanitleri ve Menderes Masifi metamorfite içindeki bazı granatların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi ve olası arkeogemolojik bağlantıları. Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, 138 s.
- Zucchi, F. 1970. Batı Türkiye Perlit yatakları (İzmir-Manisa bölgesi). Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 4704 (yayımlanmamış).



**Açık Maden İşletmelerinde İnsansız Hava Aracı (İHA) Uygulamaları**  
*Applications of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) in open-pit mines*

**Yavuz Gül** 

*Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas*

Geliş/Received : 28.11.2018 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 22.01.2019 • Kabul/Accepted : 25.01.2019 • Baskı/Printed : 05.02.2019  
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Son yıllarda açık maden işletme sahalarında haritacılık işlemleri, gerek maliyet gerek zaman gerekse iş güvenliği açısından avantajlı olan İnsansız Hava Araçları (İHA) kullanılarak gerçekleştirilmektedir. İHA ile zorlu arazi şartlarında kolay, hızlı, yüksek hassasiyetli ve ekonomik ölçümler yapılabilmektedir. Bu çalışmada, açık işletmelerde İHA tabanlı haritalama uygulamalarının avantajları açıklanmıştır. Bu kapsamda, İHA fotogrametrisiyle üretilen ortofoto haritalar, Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM), dekapaj ve üretim miktarı hesapları, stok ve döküm hacmi tespiti ve deformasyon ölçüm çalışmaları sunulmuştur.

**Anahtar Kelimeler:** 3D modelleme, açık maden işletmesi, fotogrametri, İHA

**Abstract:** In recent years, mapping operations in open-pit mines are made by using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) having the advantages of cost, time and occupational safety. Using UAVs, easy, fast, high sensitive and economic measurements can be done in difficult field conditions. The advantages of UAV based mapping applications in open-pit mines are explained in this study. Within this scope, orthophoto maps produced by UAV, digital elevation models (DEM), amount of stripping and production calculations, stock and dumping volume determinations and deformation measurement studies are presented.

**Keywords:** 3D modelling, open-pit mine, photogrammetry, UAV

## GİRİŞ

İHA platformları, günümüzde fotogrametrik veri üretiminde farklı disiplinler ve farklı uygulama alanları için denetim, gözetim ve analiz yapmaya olanak veren önemli bir veri kaynağıdır. İHA, güncel veriye hızlı ve ekonomik ulaşma yönünden kolaylıkla kullanılabilirdiğinden harita, maden, jeoloji, inşaat ve çevre mühendisliği gibi yer bilimlerini ilgilendiren disiplinlere önemli katkılar sunmaktadır. Gelişen fotogrametrik sensör, platform ve uzaktan algılama teknolojileri sayesinde İHA, klasik hava fotogrametrisine göre yüksek mekansal ve zamansal çözünürlük olanaklarını sağladığından gittikçe yaygınlaşan

bir platformdur. İHA'ların fotogrametrik veri üretimi amacıyla kullanılması ile hızlı çözümlene ve düşük maliyet sağlanmaktadır.

1970'lerde askeri amaçlarla kullanılmaya başlayan İHA'ların 2000 yılı sonrası silahlandırılabilmesi ile dünya genelinde İHA'ların yaygın kullanımında önemli gelişmeler olduğu görülmektedir. Farklı platformlardan uzaktan yönlendirilen bu araçlar, artık binlerce mil uzaktan uydu haberleşmesi kanalıyla kontrol edilebilmektedir (Akyürek vd., 2012). İHA'lar ile askeri alanlarda büyük başarı yakalanmasının ardından, sivil havacılıkta kullanılabilirliği üzerine çalışmalar başlamıştır. Düşük maliyeti ve

insansız uçuş özelliği ile çalışma alanlarının zor olduğu bölgelerde sivil kullanıcılar için de çok avantajlı çözümler sunmaktadır. Bununla birlikte İHA'lar özellikle petrol hatları, demiryolu hatları, yüksek yapıların kontrolünde, zirai ilaçlama, ürün rekoltesinin tespiti, deprem sonrası görüntüleme ve benzeri birçok alanda kullanılmaktadır (Kılınçoğlu, 2016).

Mevcut kullanımda bir kişi tarafından taşınacak kadar hafif ve maliyet/fayda oranı oldukça yüksek olan İHA'lar bir kamera, GNSS (Global Navigation Satellite System), IMU (Inertial Measurement Unit), radyo bağlantısı ve küçük bir bilgisayar işlemcisi ile donatılabilmektedir. Bu ufak İHA'ların çoğunun fiyatı 5000 - 60000 USD (Amerikan Doları) arasındadır. Ağırlıkları genellikle 0,5 ila 3,5 kg arasındadır. Bu cihazlar haritacılık, madencilik, tarım, çevre izleme ve yönetimi, şehircilik, koruma vb. çeşitli uygulamalarda kullanılmaktadır (Barry ve Coakley, 2013).

İHA'lar ve dijital fotogrametrik kameraların son on yıldaki gelişimi ve yaygın kullanımı ile fotogrametrinin önemi artmış ve harita üretimi için daha uygun bir çözüm haline gelmiştir. GNSS ölçü yöntemleri ile oluşturulan az miktarda ki yer kontrol noktaları ile doğrudan bağlantı kurarak veya İHA üzerinde bulunan RTK (Real Time Kinematic) GNSS sistemleri kullanılarak, yoğun yer örneklem noktaları kolaylıkla elde edilebilmektedir. Elde edilen yoğun nokta bulutları, eskiden yalnızca LİDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) ile elde edilebilmekteyken günümüzde İHA'ların kullanımı, yüksek doğrulukta ortofoto haritalar ve sayısal yüzey modeli yani DSM (Digital Surface Model) oluşturmaya imkân vermektedir (Gonçalves ve Henriques, 2015; Peterman, 2015; Bui vd., 2017).

İHA'ların fotogrametrik potansiyeli yakın geçmişte çeşitli çalışmalarda değerlendirilmiştir. Bugünkü durumda birçok uygulamada da kullanılmaktadır. Bu çalışmaların yanı sıra elde edilen ortofoto haritaların ve SYM'lerin

doğruluğunu artırmaya yönelik araştırmalarda sürmektedir (Harwin ve Lucieer, 2012; Barry ve Coakley, 2013; Udin ve Ahmad, 2014; Cryderman vd., 2014; Babinec ve Apeltauer, 2016; Kılınçoğlu, 2016; Popescu vd., 2016; Kršák vd., 2016; Ulusoy vd., 2017; Yusoff vd., 2017).

İHA fotogrametrisindeki bu gelişmeler doğrultusunda, açık maden işletmelerindeki halihazır harita üretimi, üç boyutlu (3D) modelleme, üretim ve dekapaj miktarının belirlenmesi, stok ve döküm sahası kübaj hesapları, kayaç tespiti, jeolojik haritalama, kazı planlaması ve hiperspektral kameraların takılması ile beraber alterasyon ve mineral tespiti, dik ve erişilemeyen noktaların haritalanması gibi çalışmalarda da yöntemden faydalanılmaktadır (Cámara vd., 2013; Hugenholtz vd., 2013; Cryderman vd., 2014; Shahbazi vd., 2015; Eltner vd., 2016; Bui vd., 2017; Gorkovchuk vd., 2017; Rossi vd., 2017; Ulusoy vd., 2017; Seki vd., 2017; Beretta vd., 2018). Literatürde yer alan bu çalışmalarda, İHA ölçümlerine dayalı uygulama sonuçlarının bilimsel açıdan kabul edilebilir doğruluk ve hassasiyette olduğu belirtilmiştir.

Bu çalışmaların yanı sıra İHA fotogrametrisi 2010 yılından sonra plaka hareketlerinin, büyük ölçekli heyelanların ve deformasyonların izlenmesi içinde kullanılmaya başlanılmıştır (Niethammer vd., 2012; Bing-jun vd., 2013; McLeod vd., 2013; Tong vd., 2015; Immerzeel vd., 2014; Deffontaines vd., 2016; Hemmeler vd., 2018; Gül vd., 2018). Niethammer vd., (2012) çalışma sahasına ait periyodik SYM'ler oluşturarak bu SYM'ler arasındaki farklardan deformasyonları belirlemeye çalışmışlardır. Rau vd. (2011) heyelan tespiti ve bitki endeksleri hesaplamasını gerçekleştirmek için sabit kanatlı bir platform, Carvajal vd. (2011) ise yol güzergâhlarında heyelanların karakterize edilmesi için 12 Mp'lik bir kamera taşıyan dört motorlu bir kopter kullanmışlardır. Niethammer vd. (2011) açık kaynaklı bir yazılım ile orto-mozaiik ve SYM'nin oluşturulması yoluyla heyelanların izlenmesine



dönük bir araştırma gerçekleştirmiştir. Shi vd. (2011) İHA tabanlı altyapı izleme uygulamalarını hedefleyen, büyük deformasyonlara uğrayan cisimlerin tespiti üzerine çalışma yapmışlardır. Aynı zamanda İHA ile elde edilen yüksek çözünürlüklü SYM ve ortofotolar kullanılarak mostra vermiş yüzey kırıkları belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun yanı sıra InSAR tekniği ile İHA verileri birlikte kullanılmış, İHA ile elde edilen yüksek çözünürlükteki SYM'ler InSAR değerlendirmeleri için altlık olarak kullanılmıştır. Deffontaines vd. (2016) yapısal aktif tektonik geometrinin deşifre edilmesi için, yerel aktif tektonik kilit alanlarda yüksek çözünürlüklü SYM elde etmek için İHA'ları kullanmıştır. Mostra veren aktif deformasyonlar mevcut GPS verileri ve PALSAR interferometrisi ve İHA verileri ile birlikte yorumlanmıştır. Gül vd. (2018) üç farklı mermer firmasının, Amasya İli Eliktekte köyü mevkiinde bulunan ve kendi ruhsat alanlarında olmak üzere ancak sınırlarda bitişik olan pasa döküm sahası şevlerindeki deformasyonları GNSS yönteminin yanı sıra İHA fotogrametrisiyle de 4 periyot izleyerek İHA verilerine dayalı deformasyon haritaları üretmişlerdir.

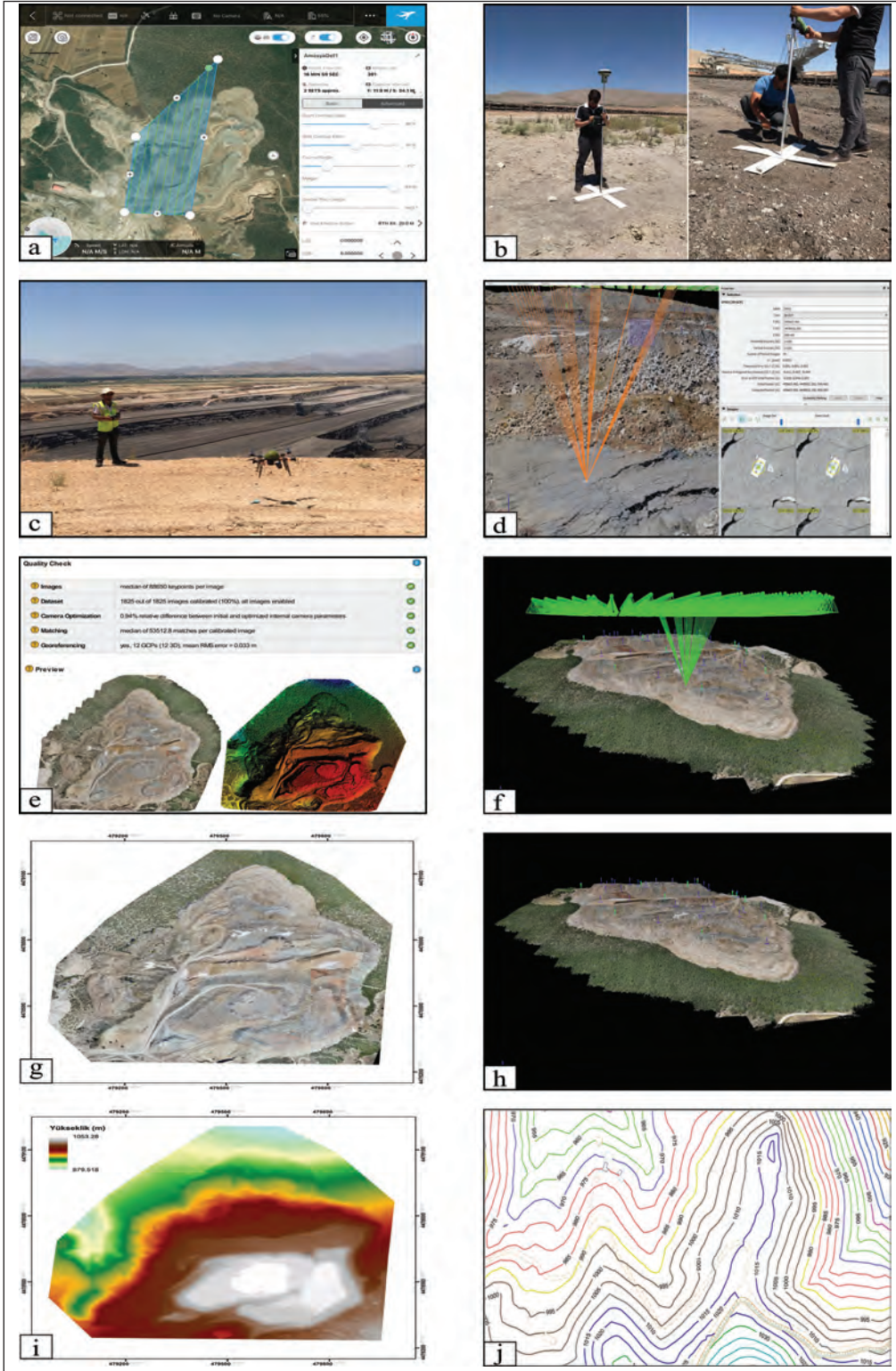
Yukarıda verilen bilgiler ışığında İHA'ların kullanımının madencilik sektöründe yaygınlaştırılması birçok avantaj sağlayacaktır. Özellikle açık maden işletmelerinde kısa zaman aralıklarıyla üretim, dekapaj, stok ve döküm miktarı hesabı yapılması için periyodik haritalama çalışması gerekmektedir. Yersel yöntemler ile bu çalışmanın yapılması iş güvenliği açısından risklere, yüksek maliyetlere ve zaman kayıplarına yol açmaktadır. Buna karşın İHA kullanılarak periyodik ortofoto haritaların üretimi oldukça düşük maliyetli ve zaman, personel açısından kıyaslanamayacak kadar avantajlıdır. Bunun yanı sıra İHA ile, kısmi haritalama yerine yani sadece çalışmanın yapıldığı alanın değil tüm maden sahasının periyodik haritaları üretilebilmektedir. Bu sayede çalışma sahasında olası tehditler öngörülebilecek geleceğe yönelik sağlıklı kararlar alınarak optimum planlama yapılması söz konusu olabilecektir.

## **AÇIK MADEN İŞLETMELERİNDE İHA FOTOGRAMETRİSİ UYGULAMALARI**

İHA fotogrametrisi ile istenilen amaç doğrultusunda haritalar üretebilmek, geleneksel yöntemlere göre çok daha kısa sürelerde, minimum operasyonel ekip ve daha düşük maliyetler ile mümkündür. Bu kapsamda açık maden işletmelerine dönük İHA tabanlı örnek uygulamalar ve ayrıntıları aşağıda verilmektedir. Bu örnekler; yazarın araştırmacı olarak yer aldığı 02.03.2017 tarih ve 2017-587-2/1 nolu KOSGEB tarafından Ar-Ge, İnovasyon ve Endüstriyel Uygulama Destek Programı kapsamında desteklenen ve halen devam eden "İnsansız Hava Aracı (İHA) İle Açık Maden İşletmelerinde Yüksek Çözünürlüklü Sayısal Arazi Modelleri, Hâlihazır Haritalarının Yapımı ve Alansal Deformasyonların İzlenmesi için MineGeoP Yazılımının Geliştirilmesi" konulu proje çalışmaları ve yine yazarın Cumhuriyet Teknokent (Sivas) üzerinden yürütücü ya da araştırmacı olarak çalıştığı özel sektör hizmet sözleşmeleri kapsamında elde edilen verilerin değerlendirilmesi sonucunda üretilmiştir.

İHA fotogrametrisiyle üretilen bir halihazır harita üretiminin aşamaları, aşağıda verildiği gibidir (Şekil 1).

- Uçuş planının hazırlanması (Şekil 1a),
- Yer Kontrol Noktası (YKN) lokasyonlarının belirlenmesi, arazide tesisi ve ölçümü (Şekil 1b),
- Uçuşun gerçekleştirilmesi (Şekil 1c),
- Hava fotoğraflarının değerlendirilmesi (Şekil 1d, e, f),
- Ortofoto (Şekil 1g), nokta bulutu (Şekil 1h) ve Sayısal Yükseklik Modelinin (Şekil 1i) oluşturulması,
- Kıymetlendirme işleminin gerçekleştirilmesi ve halihazır harita üretimi (Şekil 1j).

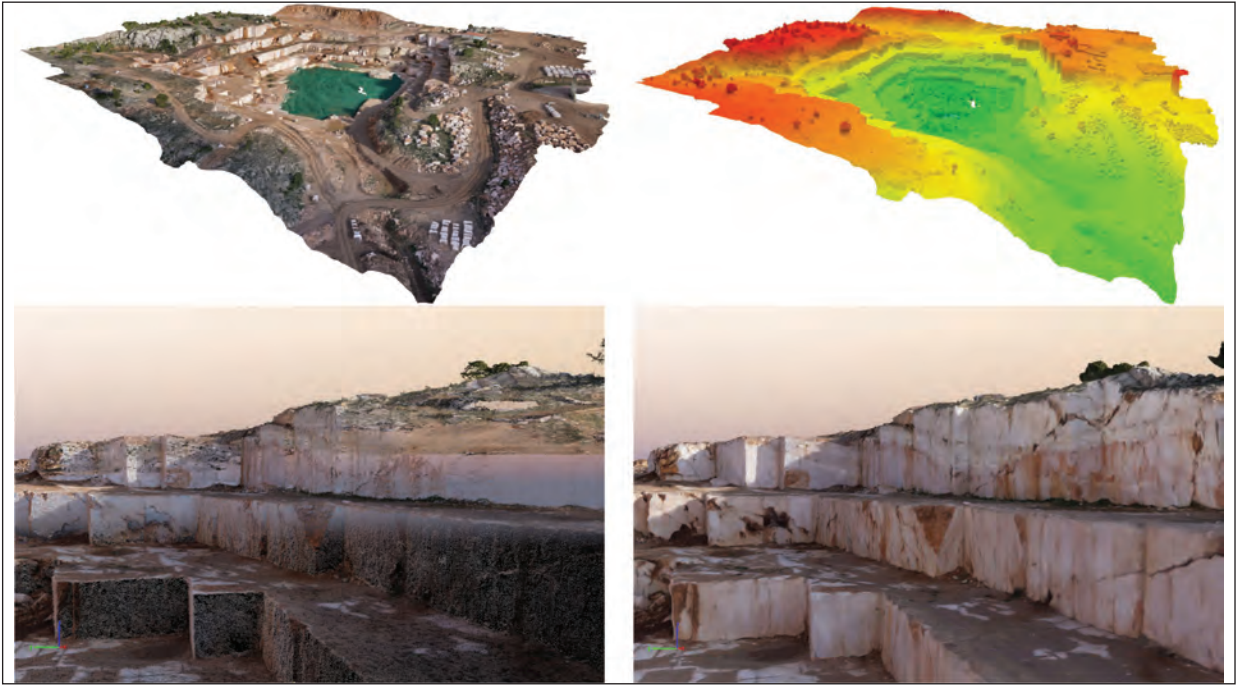


Şekil 1. İHA fotogrametrisi kullanılarak halihazır harita üretim aşamaları.

Figure 1. Base map production stages by using UAV photogrammetry.

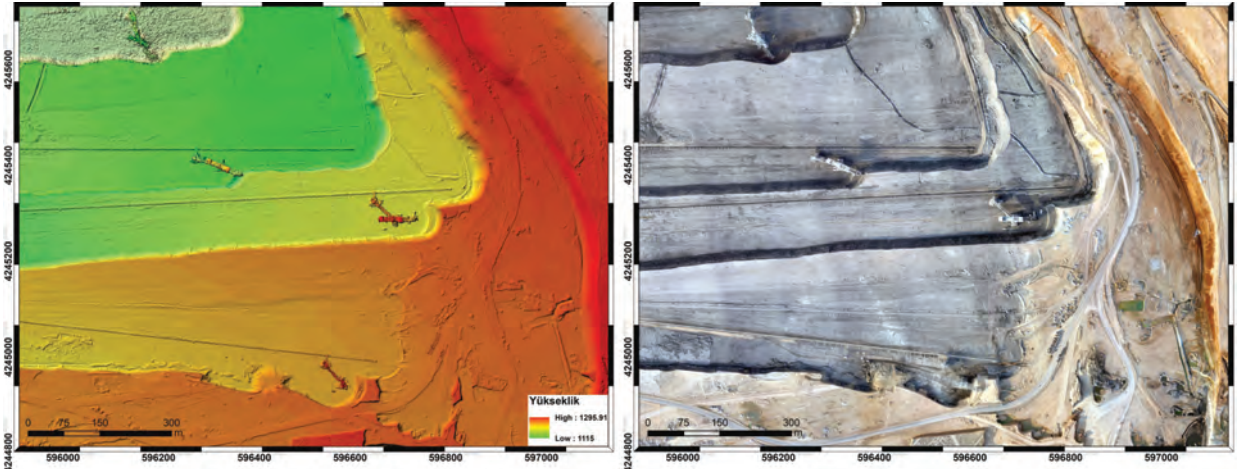
İHA fotogrametrisi ile aynı çalışmanın çıktı ürünü olarak ortofoto, SYM, nokta bulutu ve 3D model üretilmektedir. Bu yöntemin en büyük avantajıdır. Nokta bulutları yüksek çözünürlükte olup genellikle 2-10 cm arasında hassasiyetle üretilmektedir. Bu durum çalışma sahasının tamamına ait istenilen çözünürlükte nokta bulutunun oluşturulmasına imkân sağlamaktadır. Şekil 2’de Karaman ilinde bir açık mermer ocağı işletmesine ait ortofoto, SYM, 3D model ve nokta bulutu, Şekil 3’de Kahramanmaraş ili Elbistan ilçesinde bulunan bir kömür işletmesine ait ortofoto ve SYM sunulmaktadır. Bu ürünler, GEOMINE Arge Yazılım şirketine ait üzerinde

Sony A6000 kamera (24 Mp) bulunan Teknomer marka Quadrocopter ile aydınlanmanın en uygun olduğu 10:00 ile 14:00 saatleri arasında, 120 metre yükseklikten, %80 boyuna ve %60 enine bindirme oranlarında yapılmış İHA uçuşlarından elde edilmiştir (Şekil 2, 3). İHA fotogrametrisi ile üretilen nokta bulutu (Şekil 2) incelendiğinde, yersel yöntemle ulaşılamayacak şev diplerin de dahi çözünürlüğü ve konum doğruluğu çok yüksek nokta kümeleri görülmektedir. Bu durum yersel yöntemle alım gerçekleştirilemeyecek dik ve erişilemeyen alanlarda da İHA fotogrametrisinin üstünlüğünü göstermektedir.



Şekil 2. Bir mermer ocağının ortofoto, SYM, nokta bulutu ve 3D modeli.

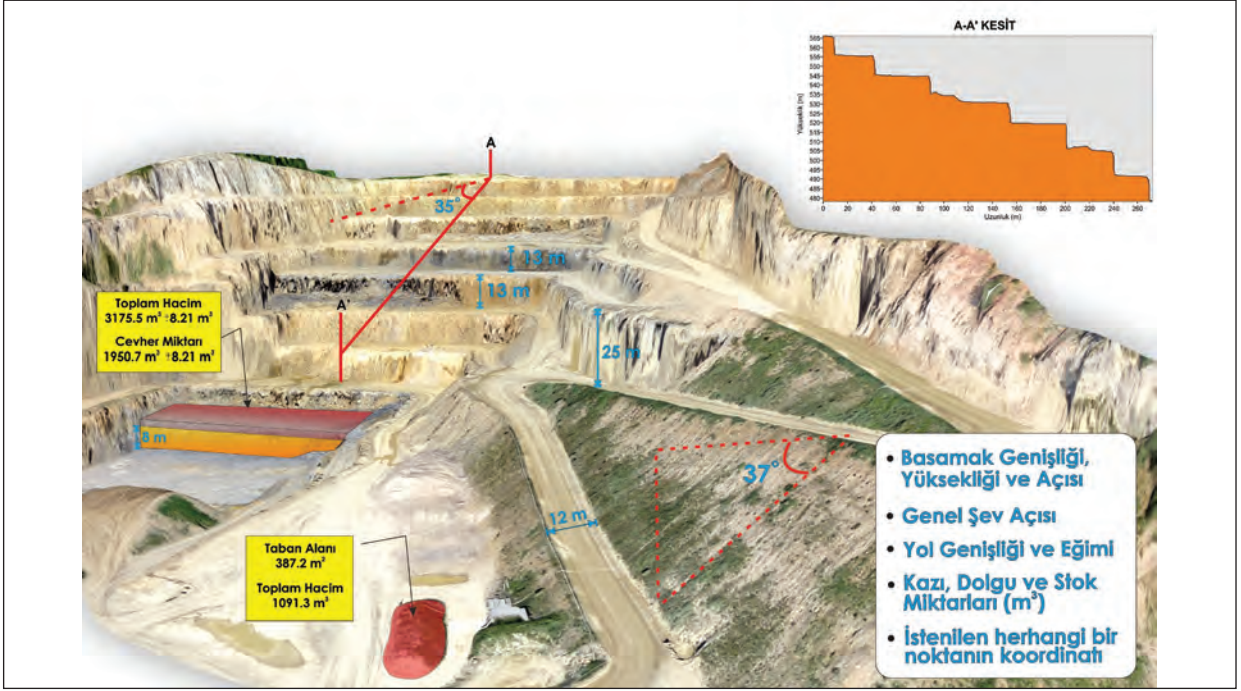
Figure 2. Orthophoto, DEM, point cloud and 3D model of a marble quarry.



**Şekil 3.** Bir kömür açık işletmesinin SYM ve ortofoto.  
**Figure 3.** DEM and orthophoto of an open-pit coal mine.

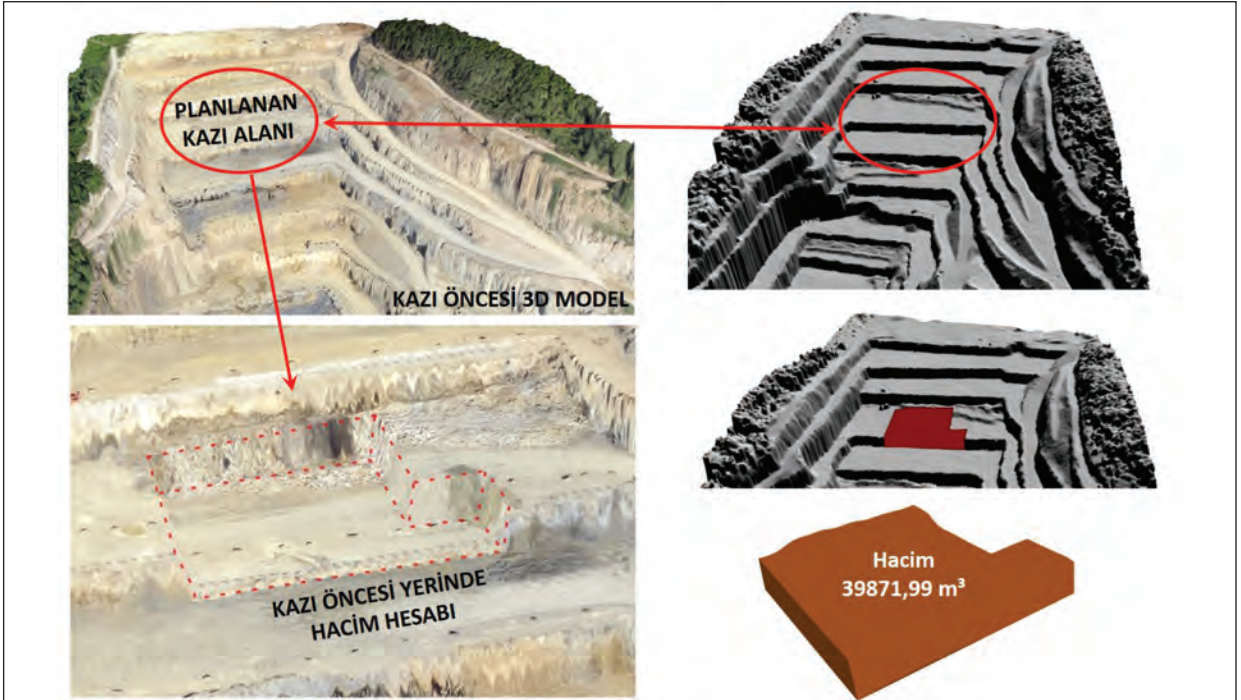
Maden sahalarında İHA fotogrametrisi kullanılarak gerçekleştirilen çalışmalar sadece halihazır harita üretimi ile sınırlı olmayıp ortofoto, nokta bulutu ve SYM ürünleri ve bu ürünlere dayalı özel çözümlere de imkân sağlamaktadır. Şekil 4 ve 5'te Pix4D programının açık kaynak fotoğraflarının (Url-1) değerlendirilmesiyle oluşturulmuş bir açık ocakta 3D model ve nokta bulutu kullanılarak elde edilebilen bazı önemli parametreler özetlenmiştir. İHA fotogrametrisi ile üretilen 3D modeller üzerinden alan, kübaj, dolgu miktarı ve dekapaj hesaplarının yanı sıra basamak açısı, genişliği ve yüksekliği, genel şev açısı ve özellikle anlık örtü-kazı oranları gibi parametreler çok kısa sürelerde zahmetsizce belirlenebilmektedir. Maden sahalarında optimum üretim planlaması için gerekli olan ve 1 ton cevher üretimi için yapılması gereken dekapaj miktarını gösteren örtü-kazı oranlarının belirlenmesi maliyet hesaplamaları açısından çok önemli bir

konudur. İHA fotogrametrisi ile üretilen nokta bulutu ve SYM'ler kullanılarak çalışma yapılacak bölgelerdeki örtü kazı oranları çalışma öncesinde kolaylıkla hesaplanabilmekte ve bu değerler 3D model üzerinde simüle edilmektedir. Şekil 5'de mevcut bir üretim basamağından yapılacak kazı miktarı ve kazı sonrası oluşacak arazi modelinin simülasyonu bulunmaktadır. Bunun yanı sıra 3D modeller üzerinde herhangi bir kazı planlaması, uygulama öncesi simülasyonlar oluşturularak kullanıcılara sunulabilmektedir. Şekil 6'da Sivas ili Kangal ilçesi Yellice köyü mevkiinde, planlama aşamasında olan bir krom cevher hazırlama tesisi kurulum yerinin ve alanda yapılacak kazının simülasyonu görülmektedir. Maden işletmelerinin özellikle stok hacimlerinin düzenli aralıklarla bilinmesi, ocağın optimize edilmesi, üretimin sürekliliğinin sağlanması ve satış politikalarının oluşturulması için çok önemlidir.



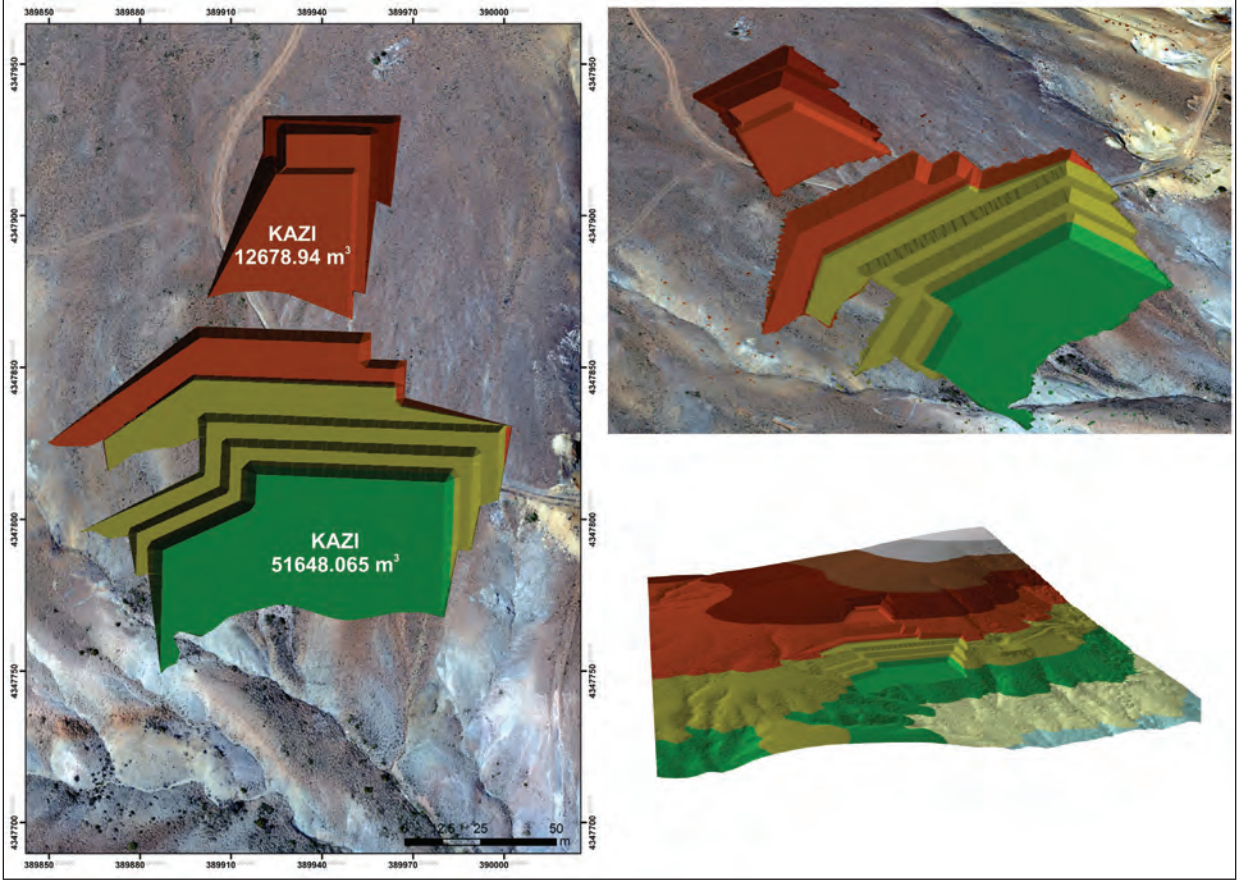
Şekil 4. Açık ocaklarda 3D model kullanılarak elde edilebilen bazı önemli parametreler.

Figure 4. Some important parameters obtained by using 3D model in open-pit mines.



Şekil 5. 3D model simülasyonu kullanılarak hesaplanan kazı (yerinde) miktarı.

Figure 5. Excavation amount (in-situ) calculated by using 3D model simulation.

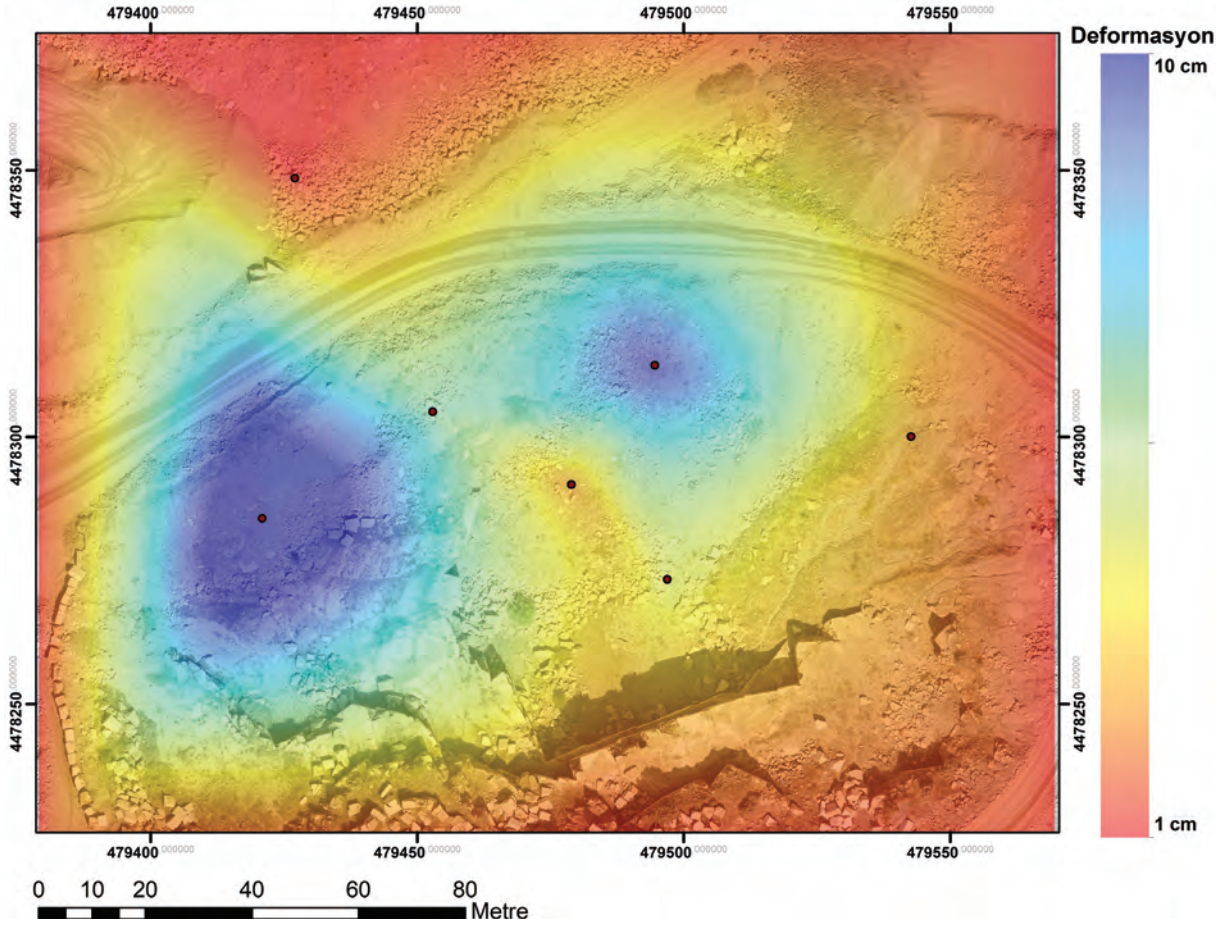


Şekil 6. Cevher hazırlama tesisinin planlanmasında kazı simülasyonu.

Figure 6. Excavation simulation of mineral processing plant planning.

Ayrıca İHA fotogrametrisi ile kazı alanı ve civarı ile döküm sahalarındaki olası deformasyonlarda alansal olarak izlenebilmektedir. Şekil 7’de Amasya İli Eliktekköyü mevkiinde bulunan bir mermer ocağına ait deformasyon haritası verilmiştir. Bu harita İHA ile belirli zaman aralıklarında gerçekleştirilen uçuşlar sonucunda elde edilen ortofoto ve SYM’lerden üretilmiştir. Açık maden işletmelerinde oluşabilecek deformasyonların belirlenmesi ve izlenmesi gerek can güvenliği gerekse üretimin sürekliliği açısından oldukça büyük öneme sahiptir. İHA fotogrametrisi

ile deformasyon izlemeye; izlenecek alana istenilen hassasiyete bağlı olarak belirli sayıda YKN tesis edilmekte ve alan periyodik İHA uçuşlarıyla takip edilmektedir. İHA uçuşlarından elde edilen ortofotolar değerlendirilerek zamana bağlı deformasyon haritaları üretilmektedir. Olası deformasyonların İHA fotogrametrisiyle izlenmesi, tehdit oluşturabilecek bölgelerin hızla belirlenmesine ve hareketin büyüklüğüne göre gerekli önleyici tedbirlerin alınarak olası kaymaların engellenmesine imkân sağlamaktadır.



Şekil 7. Bir mermer ocağında İHA kullanılarak deformasyon analizi.

Figure 7. Deformation analysis by using UAV in a marble quarry.

## SONUÇLAR

Maden işletmelerinin en temel ihtiyacı, yüksek konum bilgisine sahip altlık haritalarının sık aralıklı üretilmesidir. Konum bilgisi yüksek, güncel ve periyodik olarak hazırlanan bu haritalar sayesinde ileriye yönelik üretim planlaması daha doğru bir şekilde yapılabilir. İHA'nın istenildiği anda ve zor koşullarda hızlı veri elde edebilme yeteneği, onu diğer yöntemlere göre ön plana çıkarmaktadır.

İnsansız hava araçları ile yapılan uçuşlar sonrasında elde edilen yüksek hassasiyetli 3D arazi modeli, ortofoto ve yoğun renkli nokta bulutu sonuç ürünleri kullanılarak; maden üretim ve kazı haritalarının hazırlanması, stok ve döküm

sahalarında yüksek doğrulukta kübaj hesabı, anlık örtü-kazı oranları ve dolgu miktarlarının tespiti, arazi ve sayısal yükseklik modeli ile yüzey topografyasının belirlenmesi, potansiyel kazalara yol açmadan önce olası deformasyon tehlikelerini tespit etmek ve tanımlamak, kazı planlaması, ocak geometrisinin (basamak şev açısı, genişliği ve yüksekliği, genel şev açıları) takibi, hiperspektral kameraların takılması ile beraber alterasyon ve mineral tespiti yapılması mümkündür.

Yersel yöntemler ile yukarıda işaret edilen çalışmaların yapılması uzun zaman ve emek gerektirmekte, ölçümler sırasında üretim sekteye uğrayabilmektedir. Bununla birlikte iş güvenliği

açısından da riskli durumlar ortaya çıkabilmekte olup tüm bu çalışmalar maliyet yönünden oldukça külfetli olmaktadır. İHA ile üretilecek sayısal veriler klasik yersel ölçü yöntemlerine (Total Station, GPS) göre çok daha kısa zaman aralığında, minimum operasyonel ekip ve daha az maliyet ile ortaya konulabilmektedir. Bunun yanı sıra 3D model, ortofoto ve nokta bulutu ürünleri aynı çalışma içerisinde elde edilebildiğinden bu ürünler spesifik çözümlere de imkân sağlamaktadır. İHA kullanılarak periyodik ortofoto haritaların üretimi ve özellikle stok miktarı ile dekapaj hesabı oldukça düşük maliyetli ve zaman-personel açısından da kıyaslanamayacak kadar avantajlıdır. Ayrıca İHA kullanılarak kısmi haritalama yerine yani birçok maden işletmesinde uygulandığı şekliyle sadece güncel çalışma alanının değil her seferinde tüm maden sahasının periyodik olarak haritalanması söz konusudur.

Sonuç olarak ülkemizde de birçok alanda yaygın olarak kullanılmaya başlanılan İHA fotogrametrisinin, açık maden işletmelerinde de kullanılması gerek emek-zaman gerek iş güvenliği gerekse maliyet açısından büyük avantajlar sağlayacaktır. Bu bağlamda İHA ile zorlu arazi şartlarında kolay, hızlı, yüksek hassasiyetli ve ekonomik ölçümler yapılabilmektedir. Kısa sürede üretilen 3D modeller; üretim ve kazı ilerlemelerinin izlenmesi, tutarsızlıkların belirlenerek ileriye dönük sağlıklı karar verilebilmesi ve planlama açısından son derece kolay çözümler sunmaktadır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışmaya katkı sağlayan 02.03.2017 tarih ve 2017-587-2/1 nolu KOSGEB projesi Ar-Ge ekibi üyeleri Doç.Dr. K. Özgür HASTAOĞLU ve Doç. Dr. Fatih POYRAZ'a, donanım, yazılım ve arşiv desteğinden dolayı Geomine Ltd. Şti. ile şirket çalışanları Burak Can KARA ve Mehmet Akif ŞAHİN'e ayrıca şirket stajyeri Erdemcan HASTAOĞLU'na teşekkür ederim.

## EXTENDED SUMMARY

*Unmanned aerial vehicle (UAV) platforms are currently important data sources allowing the possibility of audit, observation and analysis in different disciplines and different application areas for production of photogrammetric data. UAV provide important contributions to disciplines related to the earth sciences like mapping, mining, geology, construction and environmental engineering as they can be easily used for rapid and economic access to current data. Due to developing photogrammetric sensors, platform and remote sensing technologies, UAV is becoming a more common platform due to its capability to provide high spatial and temporal resolution capabilities compared to classic air photogrammetry.*

*A variety of studies in the recent past have assessed the photogrammetric potential of UAV. They are used in many applications. In addition to these studies, research continues to increase the accuracy of orthophoto maps and digital elevation models (DEM) obtained (Harwin ve Lucieer, 2012; Barry ve Coakley, 2013; Udin ve Ahmad, 2014; Cryderman et al., 2014; Babinec ve Apeltauer, 2016; Kılınçoğlu, 2016; Popescu ve Paunescu, 2016; Kršák et al., 2016; Ulusoy et al., 2017; Yusoff et al., 2017).*

*In line with these developments in UAV photogrammetry, studies such as current map production of open-pit mines, three-dimensional (3D) modelling, determination of production and stripping amounts, calculation of stock and dumpsite cubage, rock identification, geological mapping, excavation planning and alteration and mineral identification with hyperspectral cameras and mapping of vertical and inaccessible points have used this method (Câmara et al., 2013; Hugenholtz et al., 2013; Cryderman et al., 2014; Shahbazi et al., 2015; Eltner et al., 2016; Bui et al., 2017; Gorkovchuk et al., 2017; Rossi et al., 2017; Ulusoy et al., 2017; Beretta et al.,*



2018). In addition to these studies, since 2010 UAV photogrammetry has begun to be used to observe plate movements, large-scale landslides and deformations (Niethammer et al., 2012; Bingjun et al., 2013; McLeod et al., 2013; Tong et al., 2015; Immerzeel et al., 2014; Deffontaines et al., 2016; Hemmeler et al., 2018; Gül et al., 2018). These studies have stated the results of applications with UAV-based measurements have scientifically acceptable accuracy and sensitivity.

In light of the information above, more common use of UAVs in the mining sector will provide many advantages. The most basic requirement of mine operators is the production of base maps with high location information at frequent intervals. Due to these maps with high location information prepared currently and periodically, future production planning can be made more accurately. The ability of UAV to obtain data at the desired time and in difficult conditions with minimal operational team and low cost brings it to the forefront compared to other methods.

This study explains the advantages of UAV-based mapping applications for open pit operations. Within this scope, UAV-based example applications and details related to open pit operations are given below. These examples were produced as a result of assessing data obtained in the project studies entitled "Development of MineGeoP software for high-resolution digital field models, construction of existing maps and observation of aerial deformations with unmanned aerial vehicle (UAV) in open pit operations" supported by KOSGEB within the scope of the R & D, Innovation and Industrial Application Support Program dated 02.03.2017 number 2017-587-2/1 in which the author was a researcher and from a private sector agreement in which the author worked as organizer or researcher via Cumhuriyet Teknokent (Sivas).

The stages of producing an existing map using UAV photogrammetry are given in Figure 1. The

same study with the UAV photogrammetry can produce orthophotos, DEM, point clouds and 3D models as outputs. This is the greatest advantage of the method. Point clouds can have any desired resolution but are generally produced with sensitivity from 2-10 cm. This situation allows the possibility of creating a point cloud at the desired resolution for the whole study area. Figure 2 presents the orthophoto, DEM, 3D model and point cloud for an open pit marble quarry in Karaman province, while Figure 3 presents the orthophoto and DEM of a coal mine in Elbistan county in Kahramanmaraş. When the point cloud produced with the UAV photogrammetry is investigated, point clusters with very high location accuracy and resolution including scarp dips that cannot be reached by terrestrial methods are observed. This situation shows the superiority of the UAV photogrammetry in vertical and inaccessible areas where inputs cannot be obtained with terrestrial methods.

Studies completed using UAV photogrammetry in mine sites are not only limited to producing existing maps, but allow the production of orthophoto, point clouds and DEM products and specific solutions based on these products. Figure 4 displays a 3D model of an open pit created from sample photographs (Url-1) in the Pix4D program and some important parameters obtained using the point cloud are summarized. In addition to the area, cubage, fill amounts and strip calculations on the 3D models produced with UAV photographs, parameters like the angle, width and height of the benches, overall slope angle and especially instantaneous stripping ratio can be easily determined in very short times.

Additionally, any excavation plan on 3D models can be used to create pre-application simulations for users. An open-pit mine produced from sample photographs in the Pix4D program (Url-1) and another simulation related to the excavation amount calculation on a 3D model are given in Figure 5. In Figure 5, the excavation

amount for the present production stage and the simulation of the field model that will be formed after excavation are given. Figure 6 shows the simulation of the location site for a chrome mineral processing plant and excavation to be performed in the area in the planning stages in Yellice village in Kangal county in Sivas. Knowing stock volumes for mining operations at regular intervals is very important for optimizing the pit, ensuring continuous production and forming sales policies.

Additionally, possible deformations in the excavation area and surroundings and dump sites can be spatially observed with the UAV photogrammetry. Figure 7 gives the deformation map of a marble quarry found in Eliktekk village in Amasya province. This map was produced from orthophoto and DEMs obtained from flights completed at certain intervals with the UAV. Determination and observation of deformations that can form in open-pit mines has great importance in terms of safety and continuation of production.

The above-mentioned studies with terrestrial methods take a long time and high effort and production may have to cease during measurements. Additionally, risky situations in terms of occupational safety may occur, and the cost of these studies is burdensome. Digital data produced with UAV can be obtained in an interval shorter compared to classic terrestrial measurement methods (total station, GPS), with minimum operational team and with at a lower cost. Additionally, using the UAV, periodic mapping of the whole mine site can be completed each time, instead of partial mapping of the current working area as used in many mine operations.

In conclusion, the UAV photogrammetry beginning to be commonly used in many areas Turkey, will ensure great advantages in terms of effort-time, work safety and cost if used for open-pit mines. In this context, measurements

with UAV can be easily and rapidly performed with high sensitivity and economy in difficult field conditions. 3D models produced in short time present easy solutions for observation of production and excavation advances, the ability to make healthy forward-looking decisions by determining inconsistencies and in terms of the planning stages.

## ORCID

Yavuz Gül  <https://orcid.org/0000-0002-2969-577X>

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, S., Yılmaz, M.A., Taşkıran, M., 2012. İnsansız hava araçları: Muharebe alanında ve terörle mücadelede devrimsel dönüşüm. Bilge Adamlar Stratejik Araştırmalar Merkezi Yayınları, Rapor no: 53, İstanbul, 63 s.
- Babinec, A., Apeltauer, J., 2016. On accuracy of position estimation from aerial imagery captured by low-flying UAVs. International Journal of Transportation Science and Technology, 5(3), 152-166.
- Barry, P., Coakley, R., 2013. Accuracy of UAV photogrammetry compared with network RTK GPS. Int. Arch. Photogramm. Remote Sens, 2, 27-31.
- Beretta, F., Shibata, H., Cordova, R., Peroni, R.D.L., Azambuja, J., Costa, J.F.C.L., 2018. Topographic modelling using UAVs compared with traditional survey methods in mining. REM-International Engineering Journal, 71(3), 463-470.
- Bing-jun S, Xu L, Lin-xiu L., 2013. Application of UAV in open-pit mine disaster monitoring. Opencast Mining Technology, 6, 69-71.
- Bui, D.T., Long, N.Q., Bui, X.N., Nguyen, V.N., Van Pham, C., Van Le, C., Kristoffersen, B., 2017. Lightweight unmanned aerial vehicle and structure-from-motion photogrammetry for generating digital surface model for open-pit coal mine area and its accuracy assessment. In International Conference on Geo-Spatial Technologies and Earth Resources, Springer, Cham, 17-33.

- Câmara, T., Fontoura, D., Peroni, R., Capponi, L., 2013. Controlling dilution and mine planning. 36th APCOM symposium applications of computers and operations research in the mineral industry, Porto Alegre, Brazil, 1-10.
- Carvajal F, Agüera F, Pérez M., 2011. Surveying a landslide in a road embankment using unmanned aerial vehicle photogrammetry. ISPRS Zurich 2011 Workshop, International Archives of Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 38(1/C22), 201-206.
- Cryderman, C., Mah, S.B., Shuffletoski, A., 2014. Evaluation of UAV photogrammetric accuracy for mapping and earthworks computations. *Geomatica*, 68(4), 309-317.
- Deffontaines, B., Chang, K.J., Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Hu, J.C., Liu, Y.C., 2016. Active interseismic shallow deformation of the Pingting terraces (Longitudinal Valley–Eastern Taiwan) from UAV high-resolution topographic data combined with InSAR time series. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(1), 120-136.
- Eltner, A., Kaiser, A., Castillo, C., Rock, G., Neugirg, F., Abellán, A., 2016. Image-based surface reconstruction in geomorphometry—merits, limits and developments. *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 359-389.
- Gonçalves, J. A., Henriques, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, 101-111.
- Gorkovchuk, D., Gorkovchuk, J., Hutnyk, B., 2017. Low-cost UAS photogrammetry for mining. *GIM International, The Global Magazine for Geomatics*, 31(11), 20-23.
- Gül, Y., Hastaoğlu, K.Ö., Poyraz, F., 2018. Fimar, Emmioğlu ve Alternatif Mermer A.Ş.'ye ait Amasya mermer ocağı döküm sahası çevresinde deformasyonların jeodezik yöntemle izlenmesi ve değerlendirilmesi. Nihai Rapor, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Sivas, 52 s.
- Harwin, S., Lucieer, A., 2012. Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. *Remote Sensing*, 4(6), 1573-1599.
- Hemmelder, S., Marra, W., Markies, H., De Jong, S. M., 2018. Monitoring river morphology & bank erosion using UAV imagery—A case study of the river Buëch, Hautes-Alpes, France. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 73, 428-437.
- Hugenholtz, C.H., Whitehead, K., Brown, O.W., Barchyn, T.E., Moorman, B.J., LeClair, A., Hamilton, T., 2013. Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology*, 194, 16-24.
- Immerzeel, W.W., Kraaijenbrink, P.D.A., Shea, J.M., Shrestha, A.B., Pellicciotti, F., Bierkens, M.F.P., De Jong, S.M., 2014. High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. *Remote Sensing of Environment*, 150, 93-103.
- Kılınçoğlu D.B., 2016. Farklı insansız hava araçları ile elde edilen görüntülerin otomatik fotogrametrik yöntemlerle değerlendirilmesi ve doğruluk analizi. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Yüksek Lisans Tezi, 131 s.
- Kršák, B., Blišťan, P., Pauliková, A., Puškárová, P., Kovanič, L., Palková, J., Zelizňaková, V., 2016. Use of low-cost UAV photogrammetry to analyze the accuracy of a digital elevation model in a case study. *Measurement*, 91, 276-287.
- McLeod, T., Samson, C., Labrie, M., Shehata, K., Mah, J., Lai, P., Elder, J.H., 2013. Using video acquired from an unmanned aerial vehicle (UAV) to measure fracture orientation in an open-pit mine. *Geomatica*, 67(3), 173-180.
- Niethammer, U., James, M.R., Rothmund, S., Travelletti, J., Joswig, M., 2012. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology*, 128, 2-11.
- Niethammer, U., Rothmund, S., Schwaderer, U., Zeman, J., Joswig, M., 2011. Open source image-processing tools for low-cost UAV-based landslide investigations. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 38(1)/C22, 57-62.
- Peterman, V., 2015. Landslide activity monitoring with the help of unmanned aerial vehicle. *The*

- International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 40(1/W4), 215-218.
- Popescu, G., Iordan, D., Păunescu, V., 2016. The resultant positional accuracy for the orthophotos obtained with unmanned aerial vehicles (UAVs). Agriculture and Agricultural Science Procedia, 10, 458-464.
- Rau, J.Y., Jhan, J.P., Lo, C.F., Lin, Y.S., 2011. Landslide mapping using imagery acquired by a fixed-wing UAV. Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci, 38(1/C22), 195-200.
- Rossi, P., Mancini, F., Dubbini, M., Mazzone, F., Capra, A., 2017. Combining nadir and oblique UAV imagery to reconstruct quarry topography: Methodology and feasibility analysis. European Journal of Remote Sensing, 50(1), 211-221.
- Seki, M., Tiryakioğlu, İ., Uysal, M., 2017. Farklı veri toplama yöntemleriyle yapılan hacim hesaplarının karşılaştırılması. Geomatik Dergisi, 2(2), 106-111.
- Shahbazi, M., Sohn, G., Théau, J., Ménard, P., 2015. UAV-based point cloud generation for open-pit mine modelling. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences, 40(1/W4), 313-320.
- Shi J., Jinling W, Yaming X., 2011. Object-based change detection using georeferenced UAV images. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 38, 177-182.
- Tong X, Liu X, Chen P, Liu S, Luan K, Li L, Liu S, Liu X, Xie H, Jin Y, Hong Z., 2015. Integration of UAV-based photogrammetry and terrestrial laser scanning for the three-dimensional mapping and monitoring of open-pit mine areas. Remote Sensing, 7(6), 6635-6662.
- Udin, W.S., Ahmad, A., 2014. Assessment of photogrammetric mapping accuracy based on variation flying altitude using unmanned aerial vehicle. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, IOP Publishing, 18(1), 012027.
- Ulusoy, İ., Şen, E., Tuncer, A., Sönmez, H., Bayhan, H., 2017. 3D multi-view stereo modelling of an open mine pit using a lightweight UAV. Türkiye Jeoloji Bülteni/Geological Bulletin of Turkey, 60(2), 223-242.
- Yusoff, A.R., Ariff, M.F.M., Idris, K.M., Majid, Z., Chong, A.K., 2017. Camera calibration accuracy at different UAV flying heights. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 42(2/W3), 595-600.
- Url-1 < <https://www.pix4d.com/>>, erişim tarihi: 2018.



## TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

### Yazıların Hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçe'ye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığı gösterir.

### Makale Sunum Süreci ve Etik Bildirimi

Tüm makaleler internet üzerinden <http://tjb.jmo.org.tr> adresindeki JMO dergileri için hazırlanmış çevrimiçi sistem aracılığıyla Türkiye Jeoloji Bülteni'ne elektronik ortamda gönderilmelidir. Bunun için önce OMYS sistemine üye olmalısınız. Türkiye Jeoloji Bülteni yazarlardan sayfa ücreti talep etmemektedir. Dergiye sunulan makaleler, daha önce yayınlanmadığı ve başka yerde yayınlanmak üzere gönderilmediği varsayılarak değerlendirme için kabul edilir. Yazarlar, makalenin ana içeriğinin daha önce yayınlanmadığını ve başka bir dergide yayınlanmak üzere gönderilmediğini onaylamalıdır. <http://dergipark.gov.tr/tjb> veya [www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr) adresinde bulunan telif hakkı devir formu, tüm yazarlar adına ilgili yazar tarafından imzalanmalı ve makale dosyalarıyla birlikte gönderilmelidir. Bir makale sunulduktan sonra, başka yazar eklenmesi veya çıkarılması veya yazarların değiştirilmesi mümkün değildir. Makaleler, yazım kurallarına uymuyorsa ya da dergi kapsamı dışındaysa, dergi editörü tarafından hakem değerlendirmesi yapılmaksızın reddedilebilir. Bir makale yayın için kabul edildikten sonra, diğer bir deyişle, hakem tarafından önerilen düzeltmeler tamamlandıktan ve editör tarafından kabul edildikten sonra, yazara makalede değişiklik yapma izni verilmez. Makale yayınlanmadan önce, yazarlara düzeltmeler için prova baskı gönderilir. Başkasının fikir veya sözcüklerinin orijinal biçiminde kullanılması veya uygun bir atıf yapılmaksızın değiştirilmesi, intihal olarak kabul edilir ve tolere edilemez.

### Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- Yazar Adları (koyu ve baş harfleri büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın E-posta adresi
- Öz (Türkçe ve İngilizce)
- Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- Ana metin (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)

- (g) Tartışma ve Sonuçlar veya Tartışma Önerileri
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Katkı Belirtme
- (j) Kaynaklar
- (k) Çizelgeler
- (l) Şekiller Dizini
- (m) Şekiller
- (n) Levhalar (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cmX21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntuyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

### **Başlıklar şu şekilde olmalıdır:**

#### **ÖZ**

#### **ABSTRACT**

#### **GİRİŞ**

#### **ANA BAŞLIK**

#### **Birinci Derece Alt Başlık**

#### **İkinci derece alt başlık**

#### **Üçüncü derece alt başlık**

#### **SONUÇLAR VE TARTIŞMA**

#### **GENİŞLETİLMİŞ ÖZET**

#### **KATKI BELİRTME**

#### **KAYNAKLAR**

### **Kapak Sayfası**

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır:

- a. Yazının başlığı
- b. Yazar(lar)ın ad(lar)ı (ad ve soyadı kısaltılmadan)
- c. Tüm yazarların açık posta ve e-mail adresleri (Başvurulacak Yazar belirtilerek). Başvurulacak yazarın telefon numarası da ayrıca belirtilmelidir.

### **Başlık ve Yazarlar**

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) İngilizce başlık (italik ve kelimelerin ilk harfleri büyük olacak şekilde) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kurallarına göre verilmelidir. Makaledeki yazarlar orcid.org web adresinden edinecekleri Orcid kimliklerini makale ile birlikte sunmalıdır.

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneklere uygun olarak verilmelidir.

Ahmet Ahmetoğlu

Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü, Tandoğan 06100 Ankara

A. Hüsnu Hüsnuoğlu

MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etütler Dairesi, 06520 Ankara  
(e-posta:husnu56@mta.gov.tr)

## ÖZ

Çalışma hakkında bilgi verici bir içerikle (çalışmanın amacı, elde edilen başlıca sonuçlar) ve 300 kelimeyi aşmayacak şekilde hazırlanmalıdır. Özde kaynaklara atıfta bulunulmamalıdır. Özler hem Türkçe, hem, İngilizce olarak verilmelidir. Türkçe hazırlanmış yazılarda Özden sonra “Abstract” (İtalik) yer almalı, İngilizce yazılarda ise italik yazılmış Türkçe Öz Abstract’ı izlemelidir.

## Anahtar Kelimeler

Öz ve Abstract’ın altında en az 2-7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusun yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

## EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Genişletilmiş özet 2500 kelimeyi geçmemelidir. Ancak makalenin öz/abstract kısmından daha geniş hacimli olmalıdır. Genişletilmiş özet kısmında yeni bir şekil ve çizelge verilmemelidir. Ancak makalede kullanılan şekil ve çizelgelere bu kısımda atıf yapılabilir. Aynı şekilde, makale içinde atıf yapılan kaynaklara da gerektiğinde bu kısımda atıf yapılmalıdır.

## KATKI BELİRTME

Katkı belirtme, kısa olmalı ve teşekkür edilecek olanlar çalışmaya en önemli katkıyı sağlayan kişilerin ve/veya kuruluşların adlarıyla sınırlandırılmalıdır. Teşekkür edilecek kişilerin açık adları unvanları belirtilmeksizin verilmeli, ayrıca bu kişilerin görevli oldukları kurum ve kuruluşların adları da eklenmelidir.

## DEĞİNİLECEK BELGELER

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır.

### (a) Süreli yayımlar:

Hoek, E. Ve David, M., 1990. Estimating Mohr – Coulomb friction and cohesion values from Hoek – Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27 (3) 220-229.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Süreli yayının adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa no.

### (b) Bildiriler:

Ünal, E., Özkan, İ. Ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock’92 – Rock Characterization, Chester, UK., 14-17 September 1992, J. A. Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi, Cilt/Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa) Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa no.

### (c) Kitaplar:

Goodman, R.E., 1998. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.

Ketin, İ. Ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı 869, 520 s.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın adı (ilk harfleri Büyük) yayımevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.

**(d) Raporlar ve Tezler:**

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji rezerv ön raporu. MTA Derleme No: 6234, 17 s. (yayımlanmamış)

Sönmez, H., 1996. TKİ. ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayımlanmamış).

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa) sayfa sayısı (yayımlanıp yayımlanmadığı)

**(e) Kişisel Görüşme:**

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Departmen of Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.

**(f) İnternette İndirilen Bilgiler:**

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr> 3 April 2005.

Kurumun adı, Tarih. Web adresi, web adresine girildiği tarih.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

**Eşitlikler ve Formüller:**

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; Id, x2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; c<sub>mass</sub>=s0.5). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "\*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; y=5\*10-3). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca<sup>++</sup> ve CO<sub>3</sub>—yerine Ca<sup>2+</sup> ve CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekiyorsa, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

**Çizelgeler**

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 x 22.5) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısımlarında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir.). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı,



İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, “Çizelge 1” vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

## Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak “Şekil” başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya yazılarak “Şekiller Dizini” başlığıyla verilmeli, ayrıca “Şekil 1” olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Özellikle haritalar, arazi ile ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a,b,c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller levha olarak değerlendirilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem de İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

## MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra [tjb.jmo.org.tr](mailto:tjb.jmo.org.tr) veya [DergiPark Akademik](mailto:DergiPark Akademik) ([dergipark.gov.tr/tjb](mailto:dergipark.gov.tr/tjb)) adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmelidir.

## TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 0286 218 00 18/2130

e-posta: [eyigitbas@comu.edu.tr](mailto:eyigitbas@comu.edu.tr)

## **YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU**

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını orijinal çıktısıyla birlikte CD'ye de kopyalayarak (metin, çizelgeler ve tablolar) Editör'e göndermelidir. Levhalar iyi kalitede basılmış olarak gönderilmelidir. Metin, çizelgeler ve şekiller elektronik ortamda (internet aracılığıyla) gönderilmemelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Diskin üzerinde yazarların adları, kullanılan yazım programının adı ve versiyonu, makalenin başlığı ve dosyanın adı belirtilmelidir. Levhalar hariç, tüm şekiller Corel Draw ile hazırlanmalıdır. Bununla birlikte, şekillerin 300 DPI'den az olmamak koşuluyla JPG dosyaları da gönderilmelidir.

## **PROVA BASKILAR**

Makalelerin prova baskıları, dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilemez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç üç gün içinde editöre gönderilmelidir. Gecikmeli olarak yapılacak düzeltmelerin baskıya verilmesi garanti edilemeyeceği için, yazarların prova baskıları göndermeden çok dikkatli şekilde kontrol etmeleri önerilir.

## **AYRI BASKILAR**

Makalenin onbeş ayrı baskısı, makalenin basıldığı sayı ile birlikte ücretsiz olarak Başvurulacak Yazar'a gönderilir. İlave ayrı baskı talep edilmemelidir.

## **TELİF HAKLARI**

Yazar veya (Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış yayınlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazarların makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Editör'e gönderilmelidir. Bu form Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayına kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



## **GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS**

### **Preparation of Manuscripts**

The language of the GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English ‘‘Genişletilmiş Özet’’, for manuscripts submitted in Turkish ‘‘Extended Summary’’ should be given. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Editors. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Paper should be original and comprise previously unpublished research, interpretations, or synthesis of two, or technical notes. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

### **Submission Process and Ethical Statement**

All manuscripts must be submitted electronically via the Internet to the Geological Bulletin of Turkey through the online system for JMO journals at <http://tjb.jmo.org.tr>. There are no page charges. Papers are accepted for publication on the understanding that they have not been published and are not going to be considered for publication elsewhere. Authors should certify that neither the manuscript nor its main contents have already been published or submitted for publication in another journal. The copyright release form, which can be found at <http://dergipark.gov.tr/tjb>, or [www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr) must be signed by the corresponding author on behalf of all authors and must accompany all papers submitted. After a manuscript has been submitted, it is not possible for authors to be added or removed or for the order of authors to be changed. Manuscripts may be rejected without peer review by the editor-in-chief if they do not comply with the instructions for authors or if they are beyond the scope of the journal. After a manuscript has been accepted for publication, i.e. after referee-recommended revisions are complete, the author will not be permitted to make changes that constitute departures from the manuscript that was accepted by the editor. Before publication, the galley proofs are always sent to the authors for corrections. The use of someone else’s ideas or words in their original form or changed without a proper citation is considered plagiarism and will not be tolerated.

### **Manuscripts should generally be structured as follows:**

- (a) Title (English and Turkish)
- (b) Names of authors (bold and in capital), their affiliations (italic and lower-case) and the name and e-mail address of the corresponding author.
- (c) Abstract (English and Turkish)
- (d) Key words (English and Turkish)
- (e) Introduction (aim, content and methodology)

- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) Results and Discussion or Conclusions and Recommendations
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Acknowledgements (if necessary)
- (j) References
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgements, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper (A4 size: 29.7 cm x 21 cm) with wide margins (at least 2.5 cm) and 1.5 line-spaced throughout, at a font size of 12 point (Times New Roman) and with all pages numbered.

### **Examples for headings:**

**ABSTRACT**  
**INTRODUCTION**  
**PRIMARY HEADING**  
*Primary Sub-Heading*  
*Secondary Sub-Heading*  
*Tertiary Sub-Heading*  
**CONCLUSIONS**  
**EXTENDED SUMMARY**  
**ANCKNOWLEDGEMENTS**  
**REFERENCES**

### **Cover Page**

A cover page, separate from the main manuscript, must include the followings:

- a. Title of the paper
- b. Name(s) of author(s) (full forenames should be given)
- c. Full postal and e-mail addresses of all authors (the corresponding author should be indicated).  
Phone number for the corresponding author should also be provided.

### **Title and Authors**

The title of the paper should unambiguously reflect its content. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and first letter of the words capital) should be followed by the English title (italic and first letter of the words capital). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above. Authors should provide their Orcid ID which can be obtained from [orcid.org](http://orcid.org) website.

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu	Ankara University, Engineering Faculty, Geological Engineering Department Tandoğan 06100 Ankara
A.Hüsnü Hüsnüoğlu	MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara (e-posta: <a href="mailto:husnu56@mta.gov.tr">husnu56@mta.gov.tr</a> )

## **Abstract**

The abstract not exceeding 300 words should be informative (aim of the study and main conclusive remarks). It should not contain references. The Abstract should be given in both Turkish and English. If the paper is written in Turkish, an English abstract (in italics) should follow the Turkish abstract, while a Turkish abstract (in italics) should appear after the English abstract in papers written in English.

## **Keywords**

The abstract should include minimum 2, and not more than 7 key words which reflect the entries the authors would like to see in an index. Key words should be given in both Turkish and English. Key words should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, key words should not be provided.

## **EXTENDED SUMMARY / GENİŞLETİLMİŞ ÖZET**

The extended abstract should not exceed 2500 words. But it must be more bulky than abstract. The new figure or table should not be given. But reference can be given to figures and tables present in main text.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

Acknowledgements should be brief and confined to persons and organizations that have made significant contributions. Please use full names without titles and indicate name(s) of the organization(s) of the person(s) acknowledged.

## **REFERENCES**

All references cited in the text, and in captions of figures and tables should be presented in a list of references under a heading of "REFERENCES" following the text of the manuscript.

### **Examples of layout of references**

#### **(a) Journals:**

Hoek, E. and David, M., 1990. Estimating Mohr-Coulomb friction and cohesion values from Hoek-Brown failure criterion. *International Journal of Rock Mechanics*, 27(3), 220-229.

Author(s), Date. Title of paper. Full Name of Journal, Vol.(No), pages.

#### **(b) Proceedings and Abstracts:**

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. *ISRM Symposium: Eurock'92-Rock Characterization*, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

**(c) Books:**

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.  
Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:849.  
Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher

**(d) Unpublished Reports and Thesis:**

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış). [Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]  
Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).  
Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

**(e) Personal Communications:**

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.

**(f) Information Downloaded from the Internet**

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005.  
[Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.]  
Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

**Mathematical Expressions**

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations. "Where is the shear strength,  $c$  is cohesion,  $\sigma$  is normal stress and,  $\phi$  is internal friction angle." Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g.  $I_d$ ,  $x^2$ ). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g.  $y=5x^{0.5}$ ). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol "\*" can be preferred (e.g.  $y=5*10^{-3}$ ). Please use "/" for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as  $Ca^{2+}$  and  $CO_3^{2-}$  ( $Ca^{++}$  and  $CO_3^{--}$ ). In the text, equations should be referred to as equation(1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

## Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)) and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table (do not print table captions on a separate sheet). If the manuscript is written in Turkish, English title in italics should follow the Turkish title. For manuscripts in English, a Turkish title should appear below the English title in italics. They should begin "Table 1." etc. Tables should be referred to as Table 1 or Tables 1 and 2 (if more than one table is referred to). Tables can be written in a font size smaller than that of the text (10 or 11 point). Tables should be arranged to fit single column (7.3 cm wide) or double column (15.8 cm wide). No vertical rules should be used. Horizontal rules should only be used at the top and bottom of the tables, and to separate headings and numbers listed in the tables (Please check the previous issues of the Journal). Tables should not duplicate results presented elsewhere in manuscript (e.g. in graphs). Each table should be separately printed and appear after the text (after references). All abbreviations and symbols must be identified with smaller character underneath the tables (e.g. c: uniaxial compressive strength, etc).

## Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality, referred to as "Figures" and be numbered consecutively as they appear in the text. They must be originals. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin "Figure 1." etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be given with a list of figure captions. The maximum printed size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal's single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figure 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as "Plates" and mounted in the desired layout. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

## **SUBMISSION OF MANUSCRIPTS**

Papers should be submitted electronically through web site [tjb.jmo.org.tr](http://tjb.jmo.org.tr) or DergiPark Academics ([dergipark.gov.tr/tjb](http://dergipark.gov.tr/tjb))

### **EDITOR**

*Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ*

*Phone : 0286 218 00 18/2130*

*e-mail : [eyigitbas@comu.edu.tr](mailto:eyigitbas@comu.edu.tr)*

## **SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION**

In cases where authors' articles are admitted to publication, authors should copy on CD and send revised final copies of their articles including original printouts (texts, charts and tables) to Editor. Sheets should be printed of high quality. Texts, charts and illustrations should not be sent electronically (via internet). Articles should be issued in WORD. Authors' names, name and version of software program used, title of article and file name should be indicated on disk. All images, except for sheets, should be issued in Corel Draw. Besides, images should be sent in JPG format files provided to be not less than 300 DPI.

### **PROOFING**

Proofing of articles are sent to Reference Author to check for typographical errors and misspelling. Revisions in proofing are limited to misspelling and any amendments and revisions by authors that may alter article in a way different than its final version are not acceptable. Proofing should be sent to editor within at latest three days after receipt by authors. Delayed revisions cannot be guaranteed for printing and therefore, authors are strictly recommended to precisely inspect proofing prior to sending.

### **REPRINTS**

Fifteen reprints and a copy of the issue are supplied free of charge. They are sent to the corresponding author. Additional reprints must not be ordered.

### **COPYRIGHT**

The author or corresponding author on behalf of all authors (for papers with multiple authors) must sign the "Copyright Transfer" agreement before the article can be published. This transfer agreement enables the Chamber of Geological Engineers to protect the copyrighted material for the authors, but does not relinquish the authors' proprietary rights. The Copyright Transfer form should be sent to the Editor as soon as possible. Manuscripts accepted for publication will not be sent to print until this form is received by the Editor.







# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ocak 2019 Cilt 62 Sayı 1  
January 2019 Volume 62 Issue 1

- Ayşe Atakul Özdemir**  
**Palu (Elazığ) Civarında Yüzeyleyen Bitlis Masifi Üst Triyas Karbonatlarının Foraminifer Biyostratigrafisi, Mikrofasies Analizleri ve Çökelim Ortamları**  
*Foraminiferal Biostratigraphy, Microfacies Analysis and Depositional Environments of Upper Triassic Carbonates of Bitlis Massif, Palu (Elazığ).....* 1
- Mustafa Softa, Tahir Emre, Hasan Sözbilir, Joel Q.G. Spencer, Mehmet Turan**  
**Kuvaterner Yaşlı Güneydoğu Karadeniz Fayı'nın Arazi Verileri ve Bunun Tektonik Önemi, Doğu Pontidler, Türkiye**  
*Field Evidence for Southeast Black Sea Fault of Quaternary Age and Its Tectonic Implications, Eastern Pontides, Turkey ..... 17*
- Taner Ekici, Sultan Taş**  
**Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Göbekören Volkaniklerinin Petrolojisi (Kangal-Sivas)**  
*Petrology of the Plio-Quaternary Göbekören Volcanics (Kangal-Sivas) ..... 41*
- Fikret Göktaş**  
**Çubukludağ Havzasındaki Neojen Tortullaşması ve Volkanizmasının Stratigrafisi, Batı Anadolu**  
*Stratigraphy of the Neogene Sedimentation and Volcanism in Çubukludağ Basin, Western Anatolia ..... 63*
- Yavuz Gül**  
**Açık Maden İşletmelerinde İnsansız Hava Aracı (İHA) Uygulamaları**  
*Applications of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) in open-pit mines ..... 99*

## **Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:**

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

## **Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:**

*Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts and ULAKBİM TR Dizin Databases.*

### **Yazışma Adresi**

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası  
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara  
Tel: (0312) 434 36 01  
Faks: (0312) 434 23 88  
E-Posta: jmo@jmo.org.tr  
URL: www.jmo.org.tr

### **Corresponding Address**

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara  
Phone: +90 312 434 36 01  
Fax: +90 312 434 23 88  
E-Mail: jmo@jmo.org.tr  
URL: www.jmo.org.tr