

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2020 Cilt 63 Sayı 3
August 2020 Volume 63 Issue 3

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

Editör / Editor
Erdoğan YİĞİTBAS
eyigitbas@comu.edu.tr

Yardımcı Editörler / Associate Editors

Mustafa AVCIOĞLU
m_avcioglu@comu.edu.tr

İsmail Onur TUNÇ
onurtunc@comu.edu.tr

İngilizce Editörleri / English Editors

Catherine YİĞİT

Graham Howard LEE

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 Gürol (Ankara, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	ŞENGÜLER İlker (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
GÜRSOY 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)	VAŞELLI Orlando (Floransa, İtalya)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)	YAGBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
KUŞÇU İlkey (Muğla, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
MESÇİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
OBERHANSLI 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 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: tjb@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	: Haziran 2020
Baskı Adedi	: 500

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: tjb@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2020 Cilt 63 Sayı 3

August 2020 Volume 63 Issue 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Ökmen Sümer, Hasan Sözbilir, Bora Uzel

Büyük Menderes Grabeni'nin Rolling Hinge (Yuvarlanan Reze) Modelinde Supra-Detachment (Sıyrıma Üstü)

Havzadan Rift Havzasına Evrimi

Evolving from Supra-Detachment to Rift Basin in Rolling Hinge Model of the Büyük Menderes Graben 241

Erdinç Yiğitbaş, İsmail Onur Tunç

Biga Yarımadası'nda Sakarya Zonunun Prekambriyen Metamorfik Kayaları;

Geç Ediyakaran Gondwanaland Aktif Kıta Kenarı

Pre-Cambrian Metamorphic Rocks of the Sakarya Zone in the Biga Peninsula;

Late Ediacaran Gondwanaland Active Continental Margin 277

Dila Dikmen, M. Namık Yalçın

Seyitömer (Kütahya) Yöresinde Kömür-Bitümlü Marn Birlikteliğinin Çökme Ortamı ve Organik Fasiyes Özellikleri

Depositional Environment and Organic Facies of Coal-Bituminous Marl Association in Seyitömer (Kütahya) Region..... 303

Marwan Mutib, Maan H. Al-Majid, Fadhıl A. Ghaib

A New Contribution to the (IPC) Bouguer Map of a Gap Area in Mosul and Duhok Region (Iraq) 329

Semih Eski, Hasan Sözbilir, Bora Uzel, Çağlar Özkaymak, Ökmen Sümer

Gölmarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu

Investigation of Morphotectonic Evolution of Gölmarmara Fault Using GIS-Based Methods, Gediz Graben, Western Anatolia.... 345

Nizamettin Kazancı, Yaşar Suludere

Kapadokya'nın Litolojik Yapısı ve Sınırları, Türkiye

Lithology and Field Boundaries in Cappadocia, Turkey 373

63. Cilde katkı sağlayanlar / *Reviewers contributed to the 63rd Volume:*

Alper Baba, Yener Eyüboğlu, Ökmen Sümer, Deniz Şanlıyüksel Yücel (Misafir Editörler/*Guest Editors*), Ali Toygar Akar, Fatma Aksever, Ercan Aksoy, Ercan Aldanmaz, Erhan Altunel, Şafak Altunkaynak, Ömer Apaydın, Dilek Atasoy, Ali Bülbül, Aydın Büyüksaraç, Orhan Taner Can, Nuray Çağlar, Mine Çardak, Nurgül Çelik Balcı, Ozan Deniz, Yunus Levent Ekinci, Mustafa Ergin, Semih Ergintav, Mehmet Korhan Erturaç, Yener Eyüboğlu, Muhittin Görmüş, Şule Gürboğa, Alper Gürbüz, Gülbün Gürdal Dündar, Ömer Feyzi Güre, Halil Gürsoy, Cahit Helvacı, Burcu İleri, Volkan Karabacak, Öznur Karaca, Fatih Karaoğlu, Ali İhsan Karayığit, Kaan Şevki Kavak, Kourosh Khadivi, Özgür Karaoğlu, Yasemin Leventeli, Bülent Oruç, Erman Özsayın, Oya Pamukçu, Bora Rojay, Erol Sarı, Emine Sayılğan, İbrahim İskender Soyaslan, İlker Şengüler, Celalettin Şimşek, Ali Polat, Emin Uluggerli, Ülvi Can Ünlügenç, Doğan Yaşar, İrfan Yolcubal, Fulya Yücesoy Eryılmaz

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

TÜRKİYE JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



**Büyük Menderes Grabeni'nin Rolling Hinge (Yuvarlanan Reze) Modelinde
Supra-Detachment (Sıyrılma Üstü) Havzadan Rift Havzasına Evrimi**
Evolving from Supra-Detachment to Rift Basin in Rolling Hinge Model of the Büyük Menderes Graben

Ökmen Sümer¹ , Hasan Sözbilir¹ , Bora Uzel¹ 

¹ *Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Kampüsü, İzmir/Türkiye*

• Geliş/Received: 09.05.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 28.01.2020 • Kabul/Accepted: 13.04.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 25.04.2020 • Baskı/Printed: 20.06.2020

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Batı Anadolu genişlemeli tektonik sistemi içinde Miyosen-Kuvaterner zaman aralığında iki tip havza gelişimi gözlenmektedir. Bunlar rolling-hinge (yuvarlanan reze) modelinde gelişen supra-detachment (sıyrılma üstü) ve rift havzaları olarak tanımlanmışlardır. Bu çalışmada Büyük Menderes Grabeni kuzey kenarı üzerindeki Buharkent-Buldan arasındaki bölgede yuvarlanan reze modelinin varlığına dair stratigrafik ve yapısal veriler ilk kez sunulacak ve bu verilere göre grabenin jeolojik evrimi tartışılacaktır. Elde edilen arazi verileri ışığında, havza istifleri birbirlerinden açısal ve/veya havza içi uyumsuzluklarla ayrılan 4 ana sedimanter paket altında değerlendirilmiştir. Bunlar; sıyrılma üstü (supra-detachment) havza istifini içeren alt-orta Miyosen yaşlı 1. Paket ve orta – üst Miyosen yaşlı 2. Paket ile rift havza istifini içeren Pliyo-Kuvaterner yaşlı 3. ve 4. Paketlerdir. Bölgedeki havza gelişimini ve deformasyonunu sağlayan yapısal elemanlar ise, Miyosen yaşlı Büyük Menderes Sıyrılma (Detachment) Fayı, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Gökdere Fayı ve en genç graben dolgusunu kesen Holosen yaşlı Büyük Menderes Fay Sistemi'nin en doğu bölümünü oluşturan Buharkent Fay Segmenti'dir.

Miyosen dönemini simgeleyen sıyrılma üstü havzaların ana sınırları Menderes Masifi'nde Eosen – Oligosen'deki etkin sıkışma tektoniğinin ürünü olan süreksizliklere karşılık gelen gnayslar ile şistlerin yapısal dokanağı ile temsil edilir. Pliyosen sonuna kadar süren düşük açılı sıyrılma fayların etkinliği nedeniyle Menderes Masifi'nde yüksek oranda genişleme gerçekleşmiş ve bu durum, kabuk kalınlığını azaltmıştır.

Kuvaterner'de kabuğun inceliş ve soğuması sonucunda sıyrılma üstü havza sisteminin yerini rift havza sistemi olarak Menderes Masifi rift havzalarının yüksek-açılı sınır fayları boyunca bloklara bölünmüştür. Arazi gözlemleri ve kinematik analiz sonuçları, Büyük Menderes Grabeni kuzey kenarındaki yapısal elemanların düşük açılıdan yüksek açılıya doğru ilerleyerek değiştiğini, havzanın ilerleme yönüne paralel olarak güneye doğru yuvarlanan reze modeli (rolling-hinge) şeklinde gençleştiğini, havza oluşumunun da sıyrılma üstü havzadan rift havzasına doğru evrildiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Supra-detachment (Sıyrılma üstü) havza, Rift havzası, Rolling-hinge (yuvarlanan reze) modeli, Büyük Menderes Grabeni, Batı Anadolu.

Abstract: Two types of basins developed in the Western Anatolian extensional tectonic system during the Miocene-Quaternary interval, supra-detachment and rift basins, in the form of a rolling-hinge mechanism. In this study, stratigraphic and structural data on the presence of a rolling-hinge model in the area between Buharkent-Buldan on the northern edge of the Büyük Menderes Graben are presented for the first time and the geological evolution of the graben is discussed. In the light of obtained field data, the Miocene-Quaternary sequences deposited on the northern edge of the Büyük Menderes Graben were evaluated under 4 main sedimentary packages, which are separated from each other by angular and/or intrabasinal unconformities. These are the Lower-Middle Miocene (1st Package)

and the Middle-Upper Miocene (2nd Package) which were deposited in the supra-detachment basin, and the Plio-Quaternary 3rd and 4th packages formed in the rift basin. The structural elements that provide the basin formation and deformation of the region are the Miocene Büyük Menderes Detachment Fault, the Plio-Quaternary Gökdere Fault, and the Holocene Buharkent Fault Segment that cuts the youngest graben basin-fill located in the most eastern part of the Büyük Menderes Fault System.

The main fault contacts of the supra-detachment basins characterizing the Miocene period are represented by a structural boundary of gneisses and schists belonging to the Menderes Massif, which is a relict of the effective compressional tectonic products of the Eocene–Oligocene interval.

Due to the effectiveness of low-angle faults in the Menderes Massif until the end of Pliocene, a high rate of extension occurred; because of this, the crust thickness was reduced. As a result of cooling of the crust during Quaternary, the supra-detachment basin system was replaced by a rift system and the Menderes Massif was divided into blocks along the high-angle boundary faults of the rift basin. Field observations and kinematic analysis reveal that tectonic structures on the northern margin of the Büyük Menderes Graben evolved from low-angle to high-angle normal faulting, and were rejuvenated southward parallel to the basin propagation in a rolling-hinge model. Thus, the basin formation also evolved from being supra-detachment to the rift type.

Keywords: *Supra-detachment basin, Rift basin, Rolling-hinge model, Büyük Menderes Graben, Western Anatolia.*

GİRİŞ

Dünya’da kıta içi genişleme alanlarını en iyi karakterize eden ve ilgili jeolojik yapıların en iyi gözlemlendiği bölgelerden biri olan Anadolu’nun batı bölümü, sismik olarak dünyanın en aktif alanlarından biridir ve Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) olarak tanımlanır (Şekil 1a), (Eyidoğan ve Jackson 1985; Şengör 1987; Jackson ve McKenzie 1988; Ambraseys 1988; Taymaz vd. 1991; Reilinger vd. 1997; Bozkurt 2001). Batı Anadolu, geçirdiği jeodinamik süreçlerin etkisinde gelişen jeolojik yapılar nedeniyle, morfolojik olarak çok belirgin yükselti (horst) ve çöküntü (graben) alanlarına sahiptir. BAGB içinde yaklaşık B–D uzanımlı ve en dikkat çekici olan 3 çöküntü ise kuzeyden güneye doğru Gediz-Alaşehir Grabeni (GAG), Küçük Menderes Grabeni (KMG) ve Büyük Menderes Grabeni’dir (BMG), (Şekil 1b). BAGB içinde yapılan ilk jeolojik araştırmalar 19. yy ortasından itibaren başlamış (örn. Hamilton ve Strickland, 1841; Spratt, 1845; Tchihatcheff, 1869), kesikli olarak 1950 ile 1970 arasında devam etmiş (örn. Zeschke, 1954; Akartuna, 1962; Arpat ve Bingöl, 1969) 1980-90’lı yıllarda hız kazanmış (örn. Angelier vd. 1982; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Hancock ve Barka, 1987; Şengör 1987; Sözbilir ve Emre, 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Bozkurt vd. 1993; Cohen

vd. 1995; Hetzel vd. 1995; Koçyiğit vd. 1999) ve özellikle 2000’li yıllardan itibaren, bölgedeki kabuk ölçeğindeki yapıların daha iyi anlaşılması ile birlikte, kıtasal alanlardaki genişleme ile ilişkili havza gelişimine odaklanan çalışmalar aşırı derecede yoğunlaşmış ve günümüzde geline jeolojik perspektifte, özellikle bu alanın ve ilgili jeolojik yapıların Oligo-Miyosen’den günümüze hangi aşamalarda ve şekilde evrildiği, literatürde en çok tartışılan konu başlıklardan biri haline gelmiştir (örn. Bozkurt, 2000; Seyitoğlu vd. 2000 ve 2002; Yılmaz vd. 2000; Lips vd. 2001; Sözbilir, 2001 ve 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Purvis ve Robertson, 2004; Bozkurt ve Rojay, 2005; Rojay vd. 2005; Kaymakçı, 2006; Bozkurt vd. 2008; Çiftçi ve Bozkurt, 2009 ve 2010; Gürer vd. 2009; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Bozcu, 2010; Oner ve Dilek, 2011; Hetzel vd. 2013; Özkaymak vd. 2013; Sümer vd. 2013; Seyitoğlu vd. 2014; Seyitoğlu ve Işık, 2015; Sümer, 2015; Uzel, 2016; Rossetti vd. 2017; Asti vd. 2018 ve 2019; Nilus vd. 2019). GAG, KMG ve BMG ile ilgili yukarıda örnekleri verilmiş jeolojik çalışmalar değerlendirildiğinde, özellikle bölgedeki genişlemenin başlangıç zamanı, bu genişlemenin sürekli veya kesikli olması ve genişlemenin etkisinde oluşan havzaların stratigrafleri ile gelişim aşamaları hakkında önemli görüş ayrılıklarının bulunduğu görülmektedir.

Diğer yandan, bu üç graben özelinde, jeolojik araştırmaların ağırlıklı olarak GAG içinde yoğunlaştığı, fakat bunun yanında KMG ve BMG içinde bu jeolojik konu ile doğrudan ilişkili çalışmaların oldukça kısıtlı kaldığı görülmektedir. Metamorfik Çekirdek Kompleksi (MÇK) ve buna bağlı gelişmiş sıyrılma faylarının yüzleklerinin ilk ve en iyi tanımlandığı alanların GAG içinde olması dolayısıyla, bu normal bir durumdur. Bu çalışma kapsamında, BMG'nin kuzey kenarının en doğu ucundan elde edilen yapısal ve stratigrafik yeni arazi verileri sunulacak ve BAGB'nin güneyinde yer alan BMG'nin jeolojik evrimine ışık tutacak düşük ve yüksek açılı normal fayların birbirleri ile ilişkileri ve yapısal gelişimleri ile havza evrimine olan etkileri birlikte irdelenecektir. Bu noktada, literatürde de oldukça tartışılan grabenlerin jeolojik evrimine ışık tutacak yeni arazi gözlemleri ile kinematik veriler aktararak, BMG özelinde sıyrılma üstü (supra-detachment) havzadan rift havzasına nasıl evrildiğine dair veriler sunulacaktır.

BÜYÜK MENDERES GRABENİ'NİN STRATİGRAFİSİ

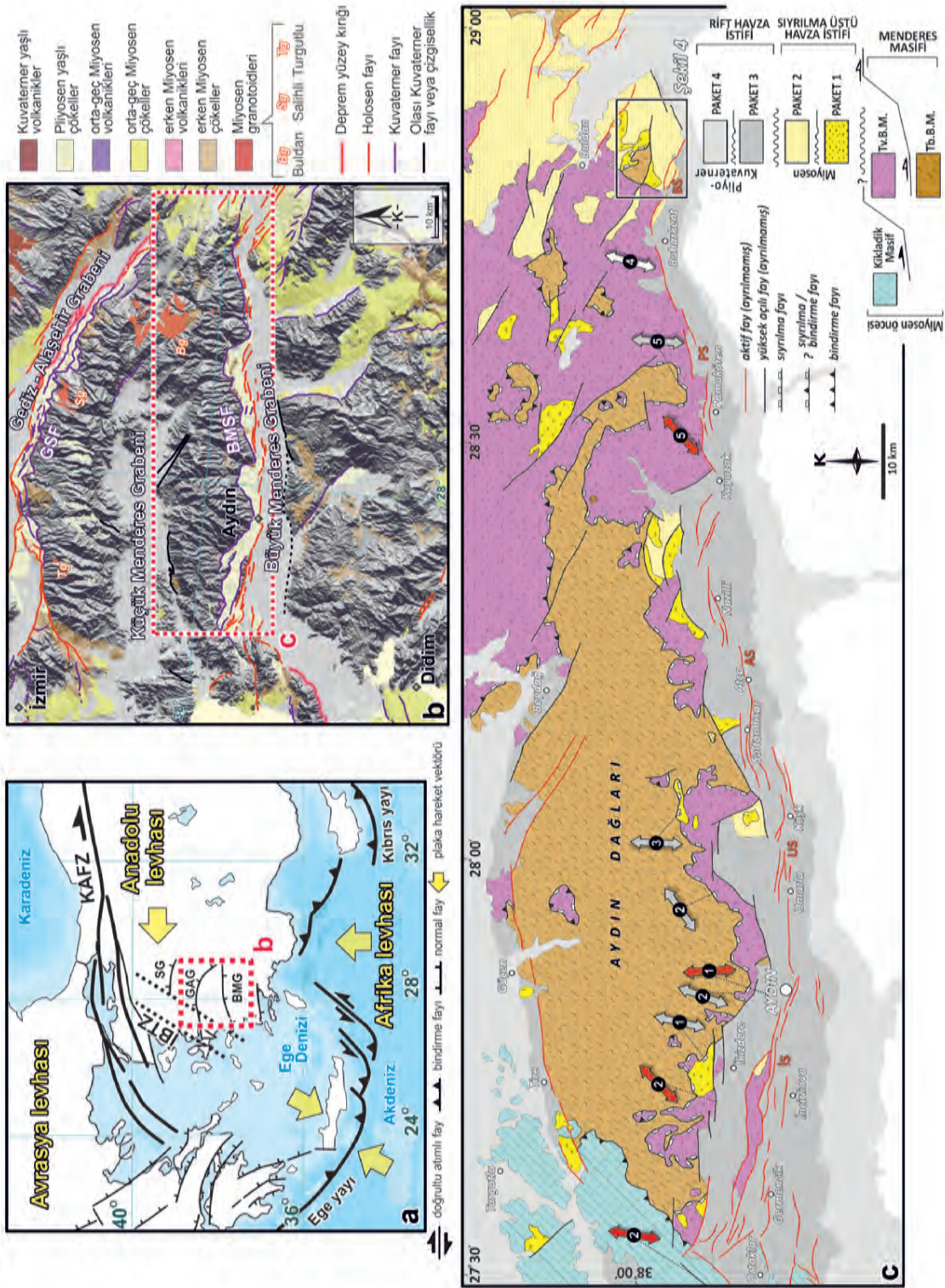
Bugüne kadar özellikle 80'li yılların başından itibaren BMG kuzey kenarı boyunca yapılan jeolojik araştırmalarda, stratigrafik olarak havza batıdan doğuya tamamen çalışılmadığı için, aynı birimler için farklı isimlendirmeler ve yaş verilerinin olduğu görülmektedir (Şekil 2).

Örneğin havzanın batısı ve ortasında Bozkurt (2000) ve Gürer vd. (2009) birimlere yönetsiz olarak "birim (unit)" şeklinde bir tanımlama yapmıştır. Orta bölümde ise Sözbilir ve Emre (1990), Şen ve Seyitoğlu (2009) ve Çifçi vd. (2011) genelde isimlendirmede aynı kalmışsa da birimlerin jeolojik yaşları farklı tanımlanmıştır. Orta ve doğu bölümlerinde ise genelde Alçiçek vd. (2007) ve Koçyiğit (2015) gibi çalışmalar Şimşek (1982)'nin tanımladığı formasyon isimlerine sadık kalsalar da, jeolojik yaşlar yine değişiklik

göstermiştir. Bozcu (2010) diğer çalışmacılardan farklı adlamalar yapmış, Kaymakçı (2006) ise daha çok Denizli bölgesinde kalan çalışmasında, jeolojik formasyonları kendi bulduğu yaş aralıklarını da gözeterek istifi yeniden tanımlamıştır. Bütün istifler yan yana yerleştirildiğinde, gerek birim isimleri gerekse jeolojik yaşlarında denestirmeye gitmenin mümkün olmadığı görülmektedir (Şekil 2). Böylece, BMG istifinin doğru ve yalın bir şekilde yorumlanması için tüm havzayı kapsayacak bir adlama yapılmasının gerekliliği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle, bu çalışma kapsamında BMG'de yüzlek veren kaya birimleri, havzanın jeolojik evriminin daha anlaşılır olması açısından 3 ana başlık altında toplanmıştır. Bunlar; (1) havzanın üzerinde geliştiği temel kayalar, (2) havzanın oluşum aşamasının ilk evresini temsil eden sıyrılma üstü havza istifi ve (3) havzanın ilerleyen evresini temsil eden rift havza istifidir. Bu istifler birbirlerinden ana uyumsuzluk sınırları ile ayrılmaktadır (Şekil 3).

Temel Kayalar

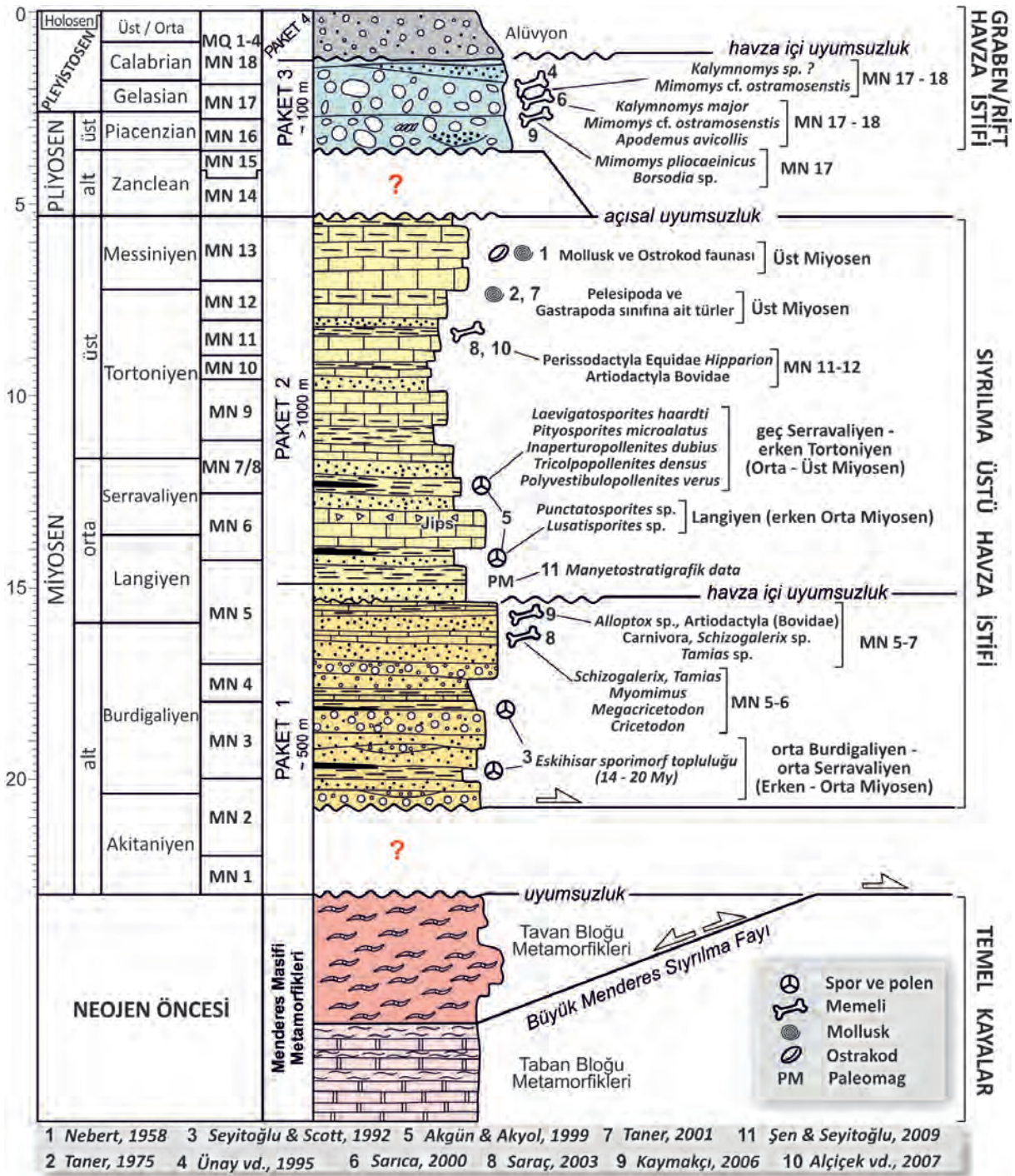
Alanda yüzlek veren Menderes Masifi'ne ait metamorfik kaya toplulukları, temel kayalar adı altında birleştirilmiştir. Bölgesel ölçekte, Batı Anadolu'nun orta bölümünde yüzlek veren Menderes Masifi Metamorfikleri (MMM) kapsamında yapılan çalışmalar oldukça yoğundur (örn. İzdar, 1971; Dora, 1976; Evirgen ve Ataman, 1982; Candan vd. 1992; Gessner vd. 1998; Okay, 2001). Fakat inceleme alanı özelinde, Buharkent'in kuzeyi ve doğusunda yüzlek veren metamorfik kayaların ayrıntılarına değinen çalışmalar sayıca oldukça kısıtlıdır. Koralay vd. (2001 ve 2004), inceleme alanının kuzeyinde, BMG'nin en doğu ucundaki Buharkent'ten kuzeye GAG'nin en doğu ucundaki Alaşehir'e kadar uzanan bir alandaki metamorfik kayaların baskın olarak çekirdek serisine ait gnays ve şistlerden oluştuğunu belirtir. İnceleme alanı sınırlarında MMM'ye ait kaya toplulukları Büyük Menderes Sıyrılma Fayı'nın (BMSF) ayırdığı taban bloğu metamorfikleri



Şekil 1. İnceleme alanının bölgesel ölçekte jeolojik konumu. (a) Batı Anadolu'nun basitleştirilmiş ana tektonik yapıları (Taymaz vd. 2007; Koçyiğit ve Özaçar, 2003 ve Uzel vd. 2013'den basitleştirilmiştir). KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, İBTZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, SG: Simav Grabeni, GAG: Gediz-Alaşehir Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni. (b) Batı Anadolu'nun orta bölümünü gösteren kabartma görüntüsü eklenmiş jeoloji haritası (Konak, 2002 ve Konak ve Şenel, 2002'den derlenmiştir). Tektonik hatlar Emre vd. (2011) ve Duman vd. (2011)'den birleştirilmiştir. (c) Büyük Menderes ve çevresinin jeoloji haritası (Sözbilir ve Emre, 1990; Emre ve Sözbilir, 1997; Bozkurt, 2000; Konak, 2002; Konak ve Şenel, 2002; Göğüş, 2004; Gürer vd. 2009; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Koçyiğit, 2015 ve bu çalışma). Paleostress verileri (1) Bozkurt (2000), (2) Gürer vd. (2009), (3) Sümer vd. (2013), (4) Kaya (2015), (5) Koçyiğit (2015)'den alınmıştır. Gri renk Büyük Menderes Sıyrılma Fayı'nın, kırmızı renk yüksek açılı fayların ve beyaz renk ayrılmamış fayların verilerini göstermektedir (S: İncirliova Segmenti, US: Umurlu Segmenti, AS: Atça Segmenti, PS: Pamukören Segmenti, BS: Buharkent Segmenti).

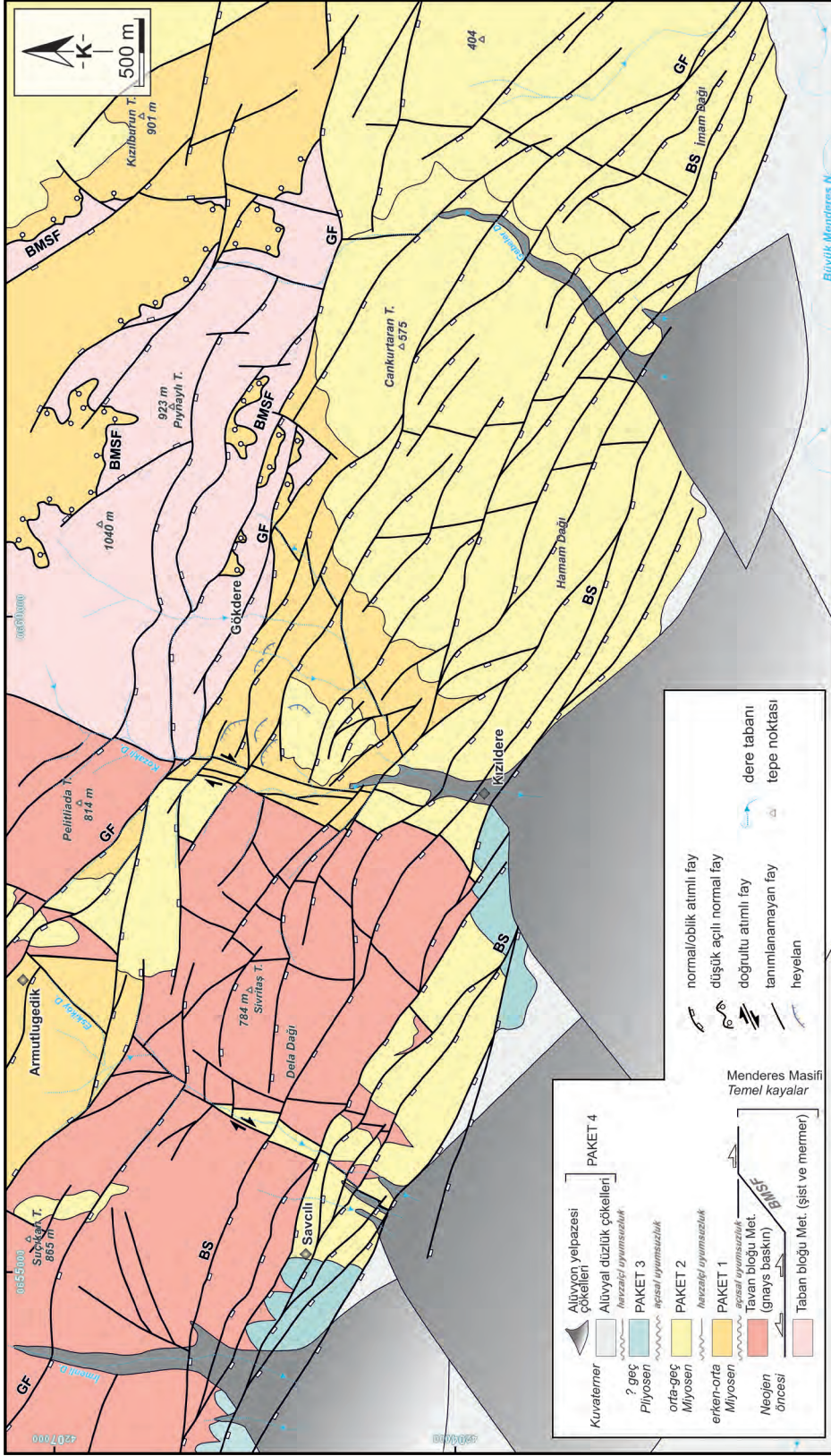
Figure 1. Geological location of the study area on a regional scale. (a) Simplified main tectonic structures of Western Anatolia (simplified from Taymaz et al. 2007; Koçyiğit and Özaçar 2003; Uzel et al. 2013). KAFZ: North Anatolian Fault Zone, İBTZ: İzmir-Balıkesir Transfer Zone, SG: Simav Graben, GAG: Gediz-Alaşehir Graben, BMG: Büyük Menderes Graben. (b) Geological map with relief image showing the central part of Western Anatolia (compiled from Konak 2002 and Konak & Şenel 2002). Tectonic lines are taken from Emre et al. (2011) and Duman et al. (2011). (c) Geological map of Büyük Menderes Graben and its surroundings (compiled from Sözbilir & Emre, 1990; Emre & Sözbilir, 1997; Bozkurt, 2000; Konak, 2002; Konak & Şenel, 2002; Göğüş, 2004; Gürer et al. 2009; Şen & Seyitoğlu, 2009; Koçyiğit, 2015 and this study). Paleostress data from (1) Bozkurt (2000), (2) Gürer et al. (2009), (3) Sumer et al. (2013), (4) Kaya (2015), and (5) Koçyiğit (2015). Gray shows data of Büyük Menderes Detachment Fault, red indicates high angle faults, and white shows undifferentiated faults (İS: İncirliova Segment, US: Umurlu Segment, AS: Atça Segment, PS: Pamukören Segment, BS: Buharkent Segment).

[Tb.B.M (mermer ardalanmalı şist-fillat kaya topluluğu)] ve tavan bloğu metamorfikleri [Tv.B.M (gnays baskın kaya topluluğu)] şeklinde değerlendirilmiştir. Sıyrılma fayının ayırdığı bu iki metamorfik kaya topluluğu BMG'nin kuzey kenarında net bir şekilde takip edilmektedir (Şekil 1c). İnceleme alanında ise Kızıldere Deresi'nin ayırdığı yaklaşık K-G uzanımlı hat, bu metamorfik kayaları ayıran bir sınır niteliği ile çarpıcıdır (Şekil 4). Bu K-G hattın batısı, Kızıldere ile Savcılı arasında kalan alanda tavan bloğu metamorfiklerini oluşturan gnays baskın bir kaya topluluğu yüzlek verirken, hattın doğusu ve kuzeydoğusundaki alanlarda taban bloğu metamorfiklerini oluşturan şist, fillit ve mermer baskın litofasiyeler yer alır. Temel kayaların alt dokanağı inceleme alanında gözlenememekle beraber, MMM üzerinde düşük açılı bir yapısal süreksizlikle, havzanın ilk evresini temsil eden sıyrılma üstü havza istifini oluşturan tortullar oturur. İnceleme alanına en yakın bölgelerdeki metamorfik kayaların jeolojik yaşları ise çekirdekdeki paragnaylardan ve metagranitlerden yaklaşık 520 – 570 My olarak önerilirken (örn. Hetzel ve Reischmann 1996; Loos ve Reischmann 1999; Gessner vd. 2001a; Koralay vd. 2004), örtü serisi içindeki birimler Permien – Paleosen arası yaşlar ile değerlendirilir (örn. Çağlayan vd. 1980; Okay, 2001; Özer ve Sözbilir, 2003 ve Erdoğan ve Güngör, 2004). Menderes Masifi'nin ana metamorfizması olarak kabul edilen Barroviyen türü bölgesel metamorfizmasının yaşı ise Eosen olarak kabul edilmektedir (Şengör vd. 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Hetzel ve Reischmann, 1996; Bozkurt ve Park, 1999; Bozkurt ve Satır, 2000; Lips vd. 2001). Bu çalışma kapsamında metamorfik kayaların belirtilen yaş aralıkları gözetilerek ve inceleme alanı sınırları içinde jeolojik yaşa özel ayrıntılı bir çalışma bulunmadığı için, temel kayaların jeolojik yaşı Neojen ve öncesi olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3. İnceleme alanının litostratigrafik kolon kesiti. Önceki yapılan yaş verileri ile birlikte sunulmuştur. Jeolojik zaman çizelgesi ve Avrupa memeli zonları Hilgen vd. (2012) ve içindeki değinilen referanslardan alınmıştır.

Figure 3. Lithostratigraphic columnar section of study area together with previous age data. Geological time scale and European mammal zones are taken from Hilgen et al. (2012) and references therein.



Şekil 4. İnceleme alanının jeolojisi haritası. BMSF: Büyük Menderes Sıyırma Fayı, GF: Gökdere Fayı, BS: Buharkent Segmenti.

Figure 4. Geological map of study area. BMSF: Büyük Menderes Detachment Fault, GF: Gökdere Fault, BS: Buharkent Segment.

Sıyrılma Üstü Havza İstifi

Havzanın ilk gelişim evresini temsil eden bu istif, birbirine litolojik ve stratigrafik açıdan çok benzeyen iki paketten oluşur. Altta bulunan Paket 1, Paket 2 den havza içi uyumsuzlukla ayrılır. Bu paketler kırıntılı ve karbonat kayalardan oluşmakta ve kömür ara katkılı seviyeler içermektedir (Şekil 3).

Paket 1: BMG'nin doğu kenarında gözlenen sıyrılma üstü havza istifinin tabanını temsil eden bu tortul pakete ait birimlerin en iyi yüzlekleri inceleme alanının kuzeydoğusunda bulunan Kızılburun Tepe ve çevresindedir (Şekil 4) Paket başlıca kıvımsız şarabi renkli kumtaşı, çamurtaşı ve kahverengimsi, grimsi yeşil renkli orta-ince çakıltaşından oluşur (Şekil 5a). Kumtaşları genelde ince ve orta taneli ve orta – iyi pekleşmiş, çamurtaşları ise dayanımı daha düşük şekilde gözlenirler. Kızılburun Formasyonu'na ait çakıltaşları Menderes Masifi'nden türeme şist, gnays ve kuvarsit gibi metamorfik kırıntılarca zengin ve diğer daha ince kırıntılı birimlerden daha iyi pekleşmiştir (Şekil 5b). Genelde aramade destekli bir dokuya sahip çakıltaşlarının, tane destekli bölümlerinin, boylanması ve küreselliği orta – orta iyi iken yuvarlaklığı orta - orta kötüdür. Paketin üst bölümleri yersel olarak kalınlığı 2-30 cm arasında değişen kömür arakatkıları ve ince orta katmanlı kireçtaşı seviyeleri de barındırır. Paket kendi içinde Kızılburun ve çevresinde düzenli ve orta yüksek eğimlenmelere sahipken (Şekil 5c), Kızıldere kuzeyindeki yüzleklerinde, karmaşık, düzensiz ve fosil heyelanlıdır (Şekil 4). Arazi gözlemlerinde ölçülen toplam kalınlığı yaklaşık 500 metre iken, bölgede MTA tarafından yapılmış sondaj verilerine göre yaklaşık 450 metredir (KB-1, Demirel vd. 2011). Paket 1, Menderes Masifi'ne ait metamorfik temel kayaların üzerinde gelişmiş düşük açılı sıyrılma (detachment) fay düzlemlerinde askıda kalmış biçimde ve genelde yamalar şeklinde gözlenir

(Şekil 4 ve 6). Bu dokanak ilişkisi inceleme alanı içinden alınan arazi kesitlerinde de net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 7a ve b).



Şekil 5. Sıyrılma üstü havza istifine ait Paket 1'i oluşturan jeolojik birimlerin arazi fotoğrafları. (a) kıvımsız şarabi renkte kumtaşı ve çamurtaşı aralanması (jeolog 177 cm), (b) dokusal olgunluğu orta – iyi, pekleşmiş çakıltaşı seviyesi (pusula 8 cm), (c) birimlerin orta yüksek eğimlenmeye sahip düzenli katmanlanma özellikleri.

Figure 5. Photographs of geological units in Package 1 belonging to the supra-detachment basin. (a) Reddish-wine colored sandstone and mudstone alternation (height of figure: 177 cm), (b) textural maturity, medium to good, lithified conglomerate level (compass: 8 cm diameter), and (c) regular-stratified and medium- to high-tilted geological unit characteristics

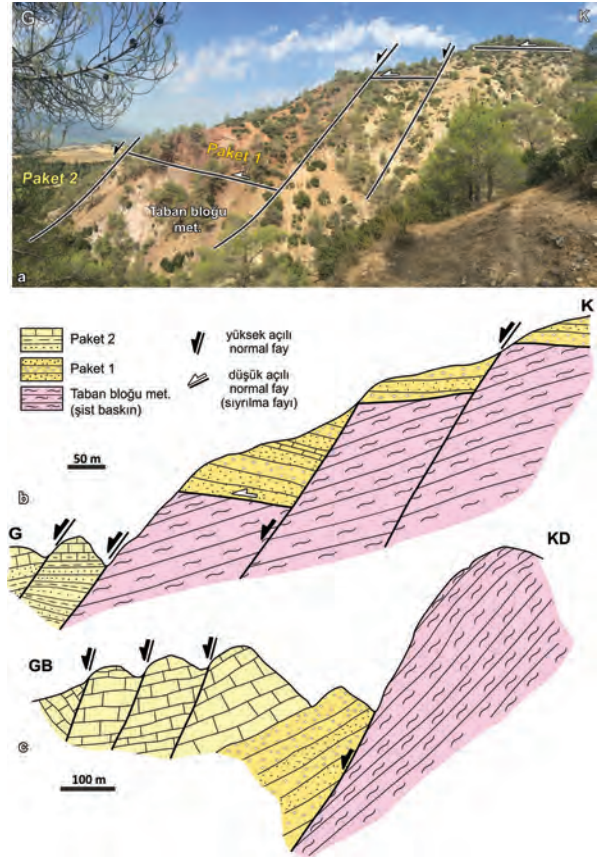
Paket 2: Supra-detachment havza istifinin üst bölümünü temsil eden Paket 2'ye ait tortulların en iyi yüzlekleri, Kızıldere'nin doğusunda bulunan Cankurtaran Tepe ve Hamam Dağı çevresinde bulunur (Şekil 4). Paketin inceleme alanı içinde ölçülebilen kalınlığı 1000 metreyi geçmektedir. Benzer şekilde bu pakete karşılık gelen tortullar sondaj verilerine göre yaklaşık 1050 metre kalınlıktadır (KD-9, Uysallı ve Keskin, 1971). Paket başlıca, orta ve ince taneli kumtaşı, kömür



Şekil 6. Paket 1 ile metamorfik temel kayalar arasındaki dokanak ilişkilerini gösteren arazi fotoğrafları. İnceleme alanı sınırlarında mermer baskın metamorfik kayalar BMSF'nin taban bloğunda, Paket 1 ise BMSF'nin tavan bloğunda yamalar şeklinde gözlenir.

Figure 6. Photographs showing contact relationship between Package 1 and metamorphic basement rocks. In the study area, marble-dominant metamorphic rocks are observed on the foot wall of the Büyük Menderes Detachment Fault, while Package 1 is located as patches on the hanging wall.

ara katkılı kilitaşı ve killi kireçtaşıdan oluşmasına karşın az miktarda çakiltası ara seviyeleri de ve üste doğru killi kireçtaşı ve kireçtaşı baskın bir litoloji ile temsil edilmektedir. İyi tabakalanmış orta ve ince kalık gösteren bölümleri genelde ince ve orta taneli kırıntılı tortullardan ve karbonat kayalardan oluşmuştur (Şekil 8a). Kumtaşları orta-iyi boylanmış ve ince taneli, beyazımsı sarı ve kirli gri renklerde, bol mollusk fosilli, yersel olarak düzlemsel çapraz katmanlanma gösteren ve dalga/akıntı kırışıklıkları gibi sedimanter yapılar içerir (Şekil 8b-d). Paket içerisinde gözlenen çakiltaları, temelden türeme metamorfik kırıntılardan yapıllı çok tane bileşenli ve genelde aramadde destekli



Şekil 7. Paket 1, Paket 2 ve metamorfik temel kayalar arasındaki jeolojik ilişkileri gösteren arazi fotoğrafı ve arazi kesitleri. (a ve b) Gökdere'nin 1 km GD'sinden, (c) ise Cankurtaran Tepe'nin yaklaşık 500 metre KB'sinden alınmıştır.

Figure 7. Photographs and cross-sections showing the geological relationship between Packages 1 and 2 and the metamorphic basement rocks. (a) and (b) are located 1 km SE of Gökdere and (c) is taken from approximately 500 m NW of Cankurtaran Hill.

bir dokuya sahiptir. Kumtaşları taze yüzeylerinde grimsi beyaz ve kirli beyaz, ayrışma yüzeylerinde çok açık sütlü kahve renkli, iyi- çok iyi boylanmış ve ince tanelidir. Paket içinde daha önce işletilmeye çalışılmış kömürlü seviyeler de yaygındır. Paketin alt-orta bölümleri bitümlü şeyller ile dereceli geçişli iyi boylanmış kumtaşları ve ince orta çakiltalarından yapıllı kırıntılı baskın bir istif sunarken, yanal ve düşey yönde üst kesimlerine doğru bu kırıntılı istif, karbonat baskın bir fasiyese dönüşür (Şekil 8f). Paketin üst bölümlerindeki

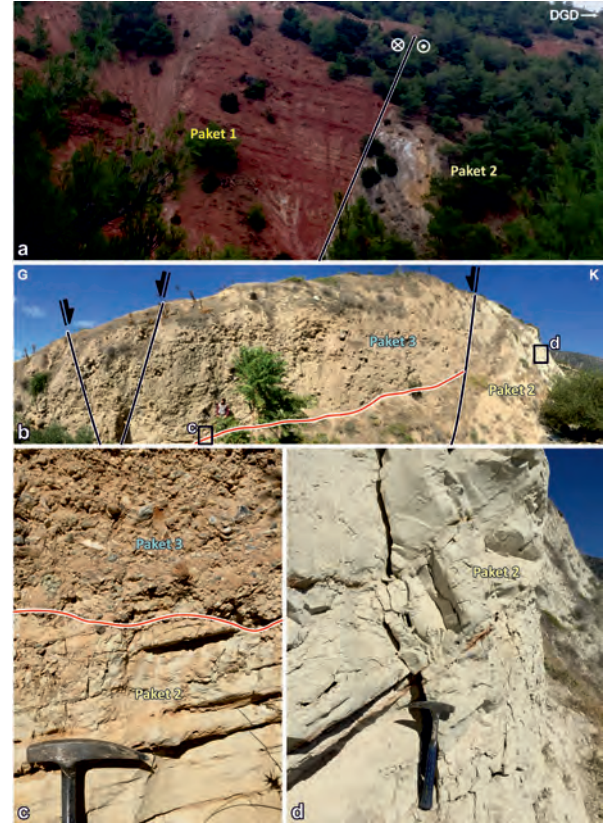
kırıntılı karbonat geçişlerinde jips ve anhidrit oluşumları yaygın olarak gözlenir (Şekil 8e). Paket 2, Paket 1'e ait tortullarla havza içi bir uyumsuzluk tipi olan allostratigrafik uyumsuzlukla ayrılır. Her iki pakete ait tortulların arasındaki açı farkı kuzeyde daha fazla iken, güneye doğru bir azalma eğilimine gider. Bu dokanak güneye doğru gidildikçe uyumsuzluk niteliğinden kurtularak uyumlu bir dokanağa dönüşür. Fakat inceleme alanı sınırlarında bu iki paketin dokanağı genelde yüksek açılı yapısal süreksizliklerle temsil edilir. Her iki paket bu yapısal süreksizlikler boyunca yan yana gelmektedir (Şekil 9a).



Şekil 8. Paket 2'ye ait jeolojik birimlerin arazi fotoğrafları. (a) ince, orta katmanlanma sunan ince kırıntılı tortullar ve karbonat kayalar (jeolog 177 cm), (b) Paketin üst seviyelerinde gözlenen ince kumtaşları içindeki mollusk kavkuları, (c) kumtaşlarında gözlenen düzlemsel çapraz katmanlanma, (d) kumtaşlarının katman üstünde gözlenen akıntı kırışıkları. Paket 2'nin orta bölümlerindeki kırıntılı-karbonat geçişinde (kırmızı ok) gözlenen (e) anhidrit (kalem 14 cm), (f) jips kristalleri.

Figure 8. Photographs of geological units belonging to Package 2. (a) Thin to medium bedded fine clastic

sediments and carbonate rocks (height of figure: 177 cm), (b) mollusk shells in fine sandstones observed at upper levels of the package, (c) planar cross-bedded sandstones, (d) current ripples observed on top of sandstone bed in clastic-carbonate transition (red arrow) in middle part of Package 2, (e) anhydrite (pencil length: 14 cm), (f) gypsum crystals.



Şekil 9. (a) İnceleme alanının kuzeydoğusunda gözlenen Paket 1 ile Paket 2 arasında gelişmiş K-KD uzanımlı sağ doğrultu atım karakterli faylı dokanak, (b) Paket 2 ve Paket 3 arasındaki açısal uyumsuz dokanağı gösteren panoramik arazi fotoğrafı, (c ve d) panoramik arazi fotoğrafındaki yakın plan görüntüler (beyaz gölgeli siyah çizgiler fayları, beyaz gölgeli kırmızı çizgi ise açısal uyumsuzluğu gösterir, çekiç 30 cm'dir).

Figure 9. (a) Fault contact showing strike-slip character between Package 1 and 2 observed northeast of study area, (b) panoramic photograph showing angular unconformity contact between package 2 and 3, (c, d) close-up views in panoramic photograph (white-shaded black lines show faults, and white-shaded red line shows angular unconformity, hammer length: 30 cm).

Sıyırılma üstü havza istifinin jeolojik yaşı ve çökelim ortamı: Sıyırılma üstü havza istifinin tabanını temsil eden Paket 1'in, BMG'nin orta bölümlerindeki yanal yöndeki eşleniği olan Hasköy Formasyonu'nda Seyitoğlu ve Scott (1992), Eskişehir sporimorf topluluğunu (orta Burdigaliyen – orta Serravaliyen) tanımlamış ve birimin jeolojik yaşının erken-orta Miyosen olması gerektiğini belirtmiştir. Diğer yandan Akgün ve Akyol (1999), BMG'nin kuzey kenarındaki kömürlü Neojen istifinde yaptıkları palinolojik çalışmalarda, Aydın Başçayır'da gözlenen istifin spor ve polen topluluğu açısından Langiyen (erken orta Miyosen), Hasköy ve Sazak çevresindekilerin ise geç Serravaliyen – erken Tortoniyen (orta –üst Miyosen) yaşlı olması gerektiğini savunmuşlardır. Özellikle Akgün ve Akyol (1999)'un Sazak örneklerinin lokasyonları, inceleme alanı içerisinde bulunmakla beraber istifsel anlamda Paket 2'ye karşılık gelmektedir. Saraç (2003), tam GPS lokasyonlarını vermesede, çalışma alanının kuzeyinde yer alan Bostanyeri mevkiindeki gölsel çökellerin mikromemeli faunasının MN 5 – 6 zonlarına karşılık geldiğini belirterek yaşının orta Miyosen olduğunu belirtmektedir. Benzer şekilde Kaymakçı (2006), Pamukkale'nin kuzeyinde yayılım gösteren kömürlü istifin yaşını MN 5 – 7 zonuna karşılık gelen mikromemeli faunasına dayanarak erken – orta Miyosen olarak önermektedir.

Sıyırılma üstü havza istifinin üst bölümünü temsil eden ve Paket 2'ye karşılık gelen karbonat kayaların, Sarayköy güneyindeki yüzleklerinde Nebert (1958), daha önce Tchihatcheff (1866-1869), Philippson (1914) ve Oppenheim (1918)'in de dikkatini çekmiş mollusk ve ostrokod faunalarına dayanarak o dönemde alt Pliyosen'i ifade eden fakat günümüzde üst Miyosen olarak değerlendirilen Ponsiyen yaşını önermiştir. Bu kırıntılı karbonat kayaların inceleme alanı sınırları içindeki yüzleklerinde, Taner (1975) mollusk faunasına dayanarak benzer şekilde Meosiyen – Ponsiyen yaş aralığını önermiş, sonrasında Taner (2001) istif içerisinde günümüz Neojen kronostratigrafisine göre yeni bir düzenleme

yaparak birimin üst Miyosen yaşlı olduğunu vurgulamıştır. Alçiçek vd. (2007)'ise Paket 2'nin üst bölümlerine karşılık gelen doğudaki yanal eşleniklerinin Mahmutgazi'deki yüzleklerinde, Saraç (2003)'ün sunduğu MN 11–12 zonlarına karşılık gelen mikromemeli faunalarını kullanarak birimlerin Üst Miyosen yaşlı olması gerektiğini vurgulamıştır. Diğer yandan Şen ve Seyitoğlu (2009) Nazilli ve çevresinde yaptıkları çalışmada Paket 1 ile Paket 2'nin arasındaki sınıra karşılık gelen dokanağın manyetik polerite terslenmesine karşılık geldiğini ve bu sınırın 14,6 My – 16,6 My arasında bir zaman dilimiyle temsil edildiğini belirtmişlerdir. Bütün satratigrafik paleomanyetik ve paleontolojik veriler değerlendirildiğine, sıyırılma üstü havza istifinin tabanını temsil eden Paket 1'in alt Miyosen – alt orta Miyosen'e (alt Langiyen) uzanan bir yaş aralığına sahip olduğu, üstteki Paket 2'nin ise Langiyen'den olası Miyosen'nin sonuna kadar bir yaş aralığı sunan fosil topluluğu içerdiği görülmektedir.

Sıyırılma üstü havza istifini oluşturan formasyonların özellikle 70'li yılların sonlarına kadar yapılmış çalışmalarda, istifin üst bölümlerinin faunal içeriği gözetilerek az tuzlu ve/veya acı su ortamı ya da denizel olarak yorumlandığı görülmektedir (örn. Philippson, 1914; Nebert, 1958; Akarsu, 1969; Taner, 1975). Akgün ve Akyol (1999), istifin Paket 2'ye karşılık gelen bölümünün bataklık ve sığ göl ortamını işaret eden bir flora taksasına karşılık geldiğini vurgular. İstifin detaylı çökelim ortamı özellikleri bugüne kadar en kapsamlı şekilde Alçiçek vd. (2007)'de verilmektedir. Çalışmacılar, istifin tamamını 10 adet fasiyes topluluğu altında değerlendirirken Paket 1'e karşılık gelen ve kendilerinin Kızılburun Formasyonu olarak tanımladığı bölümün alüviyal yelpaze, Paket 2'ye karşılık gelen ve kendilerinin Sazak ve Kolonkaya formasyonları olarak tanımladıkları birimlerin baskın olarak gölsel ortamda çökeldiğini belirtirler.

Bu çalışmada yapılan arazi gözlemleri ve birimlerin sedimantolojik özellikleri önceki çalışmalarda sunulan verilerle harmanlandığında,

çökel paketinin alüviyal yelpaze, akarsu ve gölsel ortamlarda çökelmiş tortullardan oluştuğu yorumuna ulaşılmıştır. Bunun yanında Paket 2'nin orta ve orta üst bölümlerinin deltaik çökel topluluğuna işaret edebilecek kum setleri gibi fasiyeslerden oluştuğu da belirtilmelidir. Bu gözlemleri doğrulayacak şekilde, sedimentolojik ayrıntıları verilmesi de Alçiçek vd. (2007) Paket 2'nin orta ve üst seviyelerine karşılık gelen bölümünün flüviyo-deltaik bir ortamda çökeldiğini belirtmektedir. Bütün veriler birleştirildiğinde, sıyrıлма üstü havza istifinin tektonik olarak düşük açılı normal fay-kontrollü bir karasal havzada gelişebilecek hemen hemen tüm fasiyes ve alt fasiyeleri içerdiği yorumuna ulaşılmaktadır.

Rift Havza İstifi

Havzanın jeolojik olarak ikinci evresini temsil eden bu tortul istif alta, Paket 3 olarak tanımlanmış kaba kırıntılı baskın bir istifte temsil edilirken üstte Paket 4 olarak tanımlanmış BMG'nin güncel tortul dolgusunu oluşturan ve hali hazırda çökeline devam eden tortullardan oluşur (Şekil 3).

Paket 3: Bu tortul paket BMG'nin kuzey kenarı boyunca özellikle havzanın orta ve batı bölümlerinde geniş bir alan kaplamaktadır (Şekil 1c). Paket BMG'nin en doğu sınırında Şimşek (1982) tarafından Tosunlar Formasyonu, havza boyunca batı yöndeki eşlenikleri ise Asartepe Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Sözbilir ve Emre 1990; Şen ve Seyitoğlu 2009). Bu tortul pakete ait birimlerin inceleme alanı ve çevresindeki en iyi yüzlekleri Savcı ve Kızıldere'nin güneyinde bulunur (Şekil 4). Paketin alan içindeki kalınlığı arazi verilerine göre 75 – 100 metre arasında değişir. Paket başlıca çakıltaşı ve kumtaşı gibi kırıntılı tortul kayalardan oluşmaktadır. Kumtaşları genelde grimsi krem ve yeşilimsi gri renklerde, çakıltaşları ise açık sütlü kahve ve grimsi yeşil renktedir. Çakıltaşları baskın olarak temel kayalardan türeme metamorfik kaya kırıntıları ile Paket 2'in üst bölümünü temsil eden killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından türeme taneler

içeren çok tane bileşenli, genelde kötü dokusal olgunluğa sahip, normal ve ters derecelenme gösteren ve güney – güneybatıya akıntı yönlerine işaret eden kiremitvari çakıl dizilimleri ile temsil edilir. Bu paket özellikle BMG'nin kuzey kenarını şekillendiren yaklaşık DKD –BGB gidişli havza kenar faylarının tavan bloklarında, faylara bitişik ve bu yapısal hatlar kontrolünde gelişmiş bir fasiyes geometrisine sahiptir. Genellikle yatay ve yataya yakın katmanlanma özelliği gösteren birimler, net bir açısal uyumsuzlukla Paket 2 üzerine gelir (Şekil 9b-d).

Paket 4: Bu çalışma kapsamında BMG içinde çökeline halen devam eden ve baskın olarak kırıntılı tortullardan oluşan jeolojik birimler Paket 4 adı altında toplanmıştır. Bu birimler, inceleme alanı içerisinde batıda Savcı'dan doğuda Karakırana kadar gözlenen ve Büyük Menderes Nehri'nin (BMN) ve havzanın gidişine paralel olarak DKD-BGB doğrultusunda uzanım gösteren bir çöküntü alanında yüzlek verirler. Bu çökel topluluklarını, ana hatları ile iki başlık altında değerlendirmek mümkündür. Bunlar; BMN'nin ana kolu içinde çökelmiş taşkın ve kanal çökellerinden oluşan akarsu çökellerinden ve havzaya yaklaşık dik gelişmiş ve kuzeyden güneye doğru akan İrmenli, Eskiköy, Gebeler ve özellikle Kızıldere'nin havzaya açıldığı alanlarda ve DKD uzanımlı havza kenar fayları önünde depolanmış ve hala çökeline devam eden alüvyon yelpazelerinden oluşur. Alüvyon yelpazesi fasiyesinde çökelen tortullar, blok ve kil arası tanelerden, boylanması kötü - çok kötü, kötü - orta yuvarlaklık ve küresellik gösteren, polimiktik bileşimde kırıntılı tortullardan yapıldır. Blok ve çakıllar egemen olarak MMM'den türeme gnays, şist ve mermer gibi metamorfik kaya kırıntılarından ve az miktarda kumtaşı, çakıltaşı, kireçtaşı ve killi kireçtaşı bileşenlerinden yapıldır. Bu çökellerin, kaba-orta kırıntılı ve örgütlenmiş bölümlerinde gözlenen sedimanter yapılar, egemen akıntı yönünün GGB'ye olduğunu göstermektedir. Sınırlı alanlarda gözlenebilen BMN'nin kanal çökelleri kahverengimsi ve gri renkli, bloklu

kaba çakıltaşı ve çakıllı kumtaşlarından oluşur ve bileşimsel olarak metamorfik kaya kırıntıları ağırlıktadır. İnce taneli taşkın tortulları, inceleme alanının güneyinde nehrin terkedilmiş kanallarının üst bölümlerinde, yamalar şeklinde kısıtlı yüzleklerde görülebilmektedir. Bu çökeller genelde ince/çok ince taneli kum ve çamur baskın fasiyeslerde izlenirler. İnceleme alanının orta ve güney bölümünde ise alüvyon yelpaze düzlükleri, BMN'nin fluviyal kırıntılı çökelleri ile yanal ve düşey geçişli bir dokanak özelliği gösterirler.

Rift havza istifinin jeolojik yaşı ve çökelim ortamı: Rift havza istifini oluşturan tortullarda günümüze kadar yapılmış jeolojik yaşa hizmet edecek çalışmalar bu paketin en alt bölümünü temsil eden Paket 3'e karşılık gelebilecek jeolojik birimlerden elde edilmiş mikromemeli bulgularına dayanır. Ünay vd. (1995), Paket 3'ün batıya doğru yanal eşleniği olan ve Sözbilir ve Emre (1990) ile Şen ve Seyitoğlu (2009)'un Asartepe Formasyonu olarak tanımladığı tortullarda Şevketin Dağı lokalitesinde tanımladığı mikromemeli faunasının geç Villaniyen ya da erken Bihariyen yaşlı olduğunu belirtir. Bu yaş aralığı günümüzde MN 17 – 18 zonuna karşılık gelmektedir. Benzer şekilde bu tortulların daha batıdaki İkizdere'deki yüzleklerinde Sarıca (2000) benzer bir mikromemeli faunasının 1,4 – 2,0 My. aralığında bir yaşa sahip olduğunu belirtir ki buda günümüzde MN 17 – 18 zonuna karşılık gelmektedir. İnceleme alanına en yakın paleontolojik bulgu ise Kaymakçı (2006)'da verilen Tosunlar lokalitesidir. Çalışmacı bu lokasyondaki kırıntılı çökeller içindeki mikromemeli bulgularının MN 17 zonuna karşılık gelen bir faunal içeriği olduğunu belirtir. Rift havza istifinin üst bölümünü temsil eden alüvyon içinde bugüne kadar karakteristik bir yaş bulgusu veren çalışma yapılmamıştır. Bütün paleontolojik çalışmalar değerlendirildiğinde, Paket 3'e ait tortulların üst Pliyosen – alt Pleyistosen yaş aralığında bir faunal içerik barındırdığı görülmekte, istifin üst bölümündeki tortulların ise üst Pleyistosen – Holosen yaşta olması olasıdır. Bütün bu veriler

ışığında iki olasılık ortaya çıkmaktadır. (1) Paket 3'ün tabanında erken Pliyosen'e ait bir çökelim yoktur ve bu dönem iki havza istifi arasındaki uyumsuzluğa denk gelmektedir, (2) Paketin tabanındaki tortullarda, ayrıntılı paleontolojik bulgu eksikliği bulunmaktadır. Bu karmaşıklığı basitleştirmek adına en azından jeolojik yaş olarak Rift havza istifine kabaca Pliyo-Kuvaterner şeklinde bir tanımlama yapmak yerinde olacaktır.

Paket 3 özellikle BMG'nin kuzey kenarını şekillendiren yaklaşık DKD –BGB gidişli havza kenar faylarının tavan bloklarında, faylara bitişik ve bu yapısal hatlar kontrolünde gelişmiş havza kenarı geometrisine uygun olarak çökelmiş baskın olarak döküntü akması tipindeki alüvyon yelpazesi fasiyeslerinde gözlenirler. Formasyonun içindeki bazı seviyeler ise yüksek akma düzeninde örgütlenmiştir. Paket 4 ise baskın olarak güncel morfolojileri belirgin alüvyon yelpazelerinden ve BMN'nin aktif ve terk edilmiş kanal ve taşkınlarından oluşan bir tortul grubu ile temsil edilmektedir.

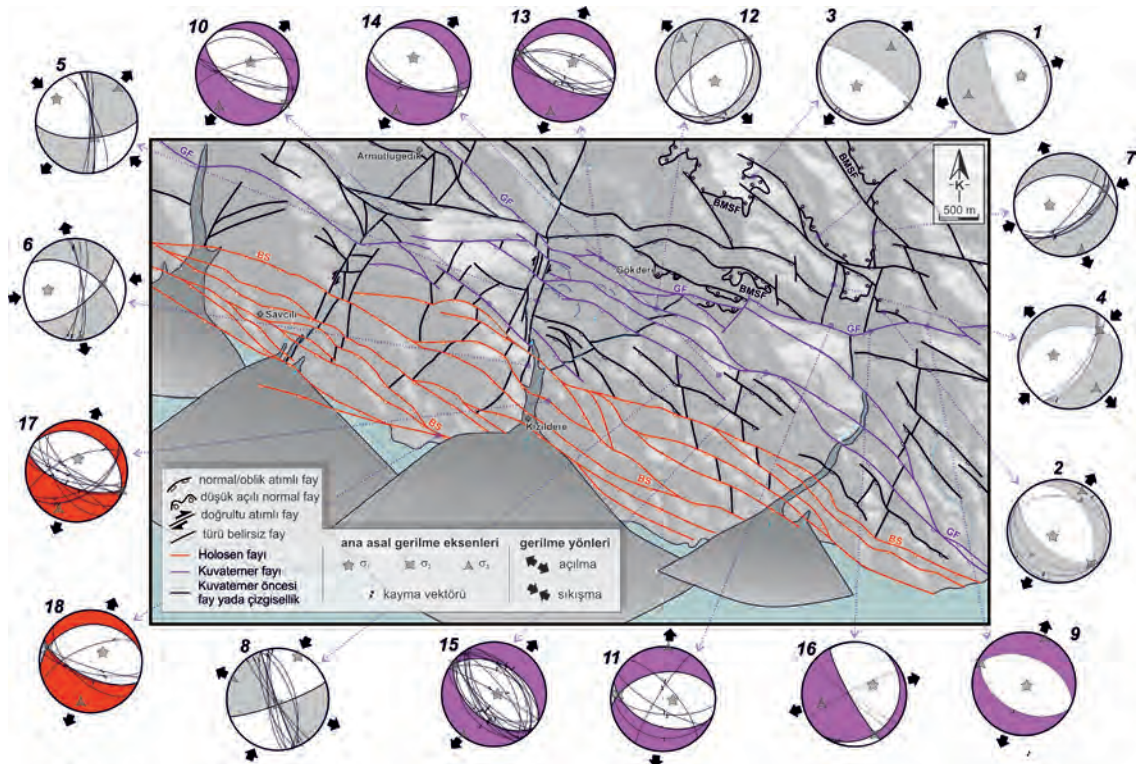
HAVZAYI ŞEKİLLENDİREN ANA YAPISAL UNSURLAR

Bu çalışmada Buharkent ve çevresindeki BMG'nin kuzey kenarının oluşumunu denetleyen ve havzayı deforme eden faylar belirlenirken; genç fay şevleri ve fay aynaları, ötelenen dere tabanları, üçgen fay düzlemi yapıları, morfolojideki çizgisellikler, fay kayaçları (milonit, fay breşi vb.) gibi veriler incelenmiştir. Bu yapılar arazide izlenerek faylar haritalanmış ve saptanan fay düzlemlerindeki kinematik veriler değerlendirilmiştir. Fay türleri tanımlamasında fay düzlemleri üzerinde gelişen ve kinematik gösterge olarak hareket yönünü saptamada kullanılan yapılar Hancock ve Barka (1987), Petit (1987), Woodcock (1987) ve Doblas (1998) gibi çalışmalardaki standartlar temel alınmıştır. Metamorfik kayalar üzerindeki deformasyon yapıları Hanmer ve Passchier (1991) ve Passchier ve Coelho (2006)'da sunulan tanımlama ve terminolojiye sadık kalınarak belirlenmiştir. Haritalanan fayların görece yaş

kurgusu birbirleri ile olan kesen/kesilen ilişkileri, (varsa) çökelişini kontrol ettiği kaya biriminin ve/veya deforme ettiği en genç kaya biriminin yaşı kullanılarak yapılmıştır. Bu bilgiler ışığında BMG'nin en doğu ucunda yer alan Buharkent ve çevresinde 4 farklı yapısal eleman haritalanmıştır (Şekil 10). Bunlar yaşlıdan gence doğru:

- (i) BMG kuzey kenarının Miyosen'deki havza sınırını oluşturan yaklaşık D-B uzanımlı düşük açılı *Büyük Menderes Sıyrılma Fayı*,
- (ii) Havza çökellerini deforme eden Miyosen yaşlı *K-KD uzanımlı faylar*,

- (iii) Grabenin yükselen bloğunda asılı kalmış, BKB-DGD uzanımlı yüksek açılı fay parçalarını içeren Kuvaterner yaşlı *Gökdere Fayı*,
- (iv) Graben içerisindeki en genç çökellerin oluşumlarını denetleyerek günümüz havza sınırını oluşturan ve bu çökellerin güncel deformasyonundan sorumlu olan, BKB-DGD uzanımlı yüksek açılı fay parçalarından yapılmış Holosen yaşlı *Buharkent Segmenti* olarak sıralanır.



Şekil 10. Kızıldere yakın çevresinin fay haritası ve faylardan alınan kinematik ölçülerden elde edilmiş stereografik projeksiyonlar. Projeksiyonlar fay düzlem çözümleri, paleostres yönleri ve ana asal gerilme vektör konumlarını içermektedir. Ölçülerden elde edilen analizlerin ayrıntıları Çizelge 1'de sunulmuştur. Gri renkli çözümler Büyük Menderes Sıyrılma Fayı (BMSF) ve K-KD uzanımlı fayları, eflatun renkli çözümler Gökdere Fayı'nı (GF), kırmızı renkli çözümler ise Büyük Menderes Fay Sistemi içindeki Buharkent Segmenti (BS) üzerinden alınan ölçüleri göstermektedir.

Figure 10. Fault map of Kızıldere and surroundings and stereographic projections obtained from kinematic measurements taken from faults. Projections include fault plane solutions, paleostress directions, and main principal stress vector positions. Details obtained from the measurements are presented in Table 1. Gray-colored solutions show the Büyük Menderes Detachment Fault (BMSF) and N-NE trending faults, magenta-colored solutions show Gökdere Fault (GF), and red solutions show measurements taken from the Buharkent Segment (BS) belonging to the Büyük Menderes Fault System.

Büyük Menderes Sıyrılma Fayı (BMSF)

BMG'nin kuzey kenarı boyunca yaklaşık D-B doğrultulu olarak uzanan BMSF, Menderes Masifine ait metamorfik kayalar ile Neojen yaşlı birimleri birbirlerinden ayıran kabuk ölçeğindeki bir ana sıyrılma fayıdır (Şekil 1; Sözbilir ve Emre, 1990; Emre ve Sözbilir, 1997; Lips vd. 2001). Genelde güneye eğimli olan fayın taban bloğunda mermer ve şist baskın bir istif söz konusu iken, tavan bloğunda ise gnays baskın metamorfik kayalar ile Miyosen yaşlı sedimanter kayalar gözlenir (Emre ve Sözbilir, 1997; Lips vd. 2001; Gessner 2001b; Göğüş, 2004; Çemen vd. 2006; Gürer vd. 2009).

BMG'ye ait ilk havza ürünleri olarak tanımlanan Miyosen yaşlı çökeller (Paket 1), Menderes Masifi'ne ait gnayslardan oluşan kaya birimleri üzerine uyumsuzlukla otururken, rudist fosilleri içeren kalın katmanlı mermerler üzerinde ise BMSF ile simgelenen tektonik bir dokanak ile bulunur (Emre ve Sözbilir, 1997). BMSF ilk olarak Emre ve Sözbilir 1997 tarafından haritalanmış ve Başçayır Detachment Fayı olarak adlanmıştır. Daha sonra yapılan çalışmalarda Güney Detachment (Ring vd 1999) ve BMSF (Lips vd. 2001; Göğüş, 2004; Seyitoğlu vd. 2004; vd. 2004; Çemen vd. 2006; Gürer vd. 2009; Koçyiğit, 2015) olarak isimlendirilmiştir.

BMSF'nin jeolojik yaşı ve sınırladığı/kontrol ettiği birimlerle olan ilişkisi tartışmalıdır. Temelde iki ana görüş bulunur: (1) Havza dolgununun tabanı D-B gidişli ana sıyrılma fayı ile ilişkilidir ve fay Miyosen'den itibaren oluşmaya başlamış ve çökellerin oluşumunu kontrol etmiştir (Sözbilir ve Emre, 1990; Cohen vd. 1995; Emre ve Sözbilir, 1997; Lips vd. 2001; Çemen vd. 2006; Şen ve Seyitoğlu, 2009 ve Koçyiğit, 2015). (2) erken – orta Miyosen yaşlı çökeller yaklaşık K-G uzanımlı bir havza içinde sıkışmalı bir rejim kontrolünde oluşmuş, Ege tipi çapraz grabenlerden kalıtsaldır ve genişleme ile ilişkili sıyrılma fayı ise Miyosen

sonrası olasılıkla Pliyo-Kuvaterner döneminde gelişmeye başlamıştır (Yılmaz vd. 2000 ve Gürer vd. 2009). İlk görüş kendi içinde havza evrimi açısından ufak bir görüş ayrılığı da sunmaktadır. Havza Miyosen'den beri aynı rejim altında çökel paketi üretmeye devam etmiş bir havzadır (Cohen vd. 1995; Çemen vd. 2006; Şen ve Seyitoğlu, 2009). Havza, Miyosen yaşlı paleotektonik ve Kuvaterner yaşlı neotektonik graben şeklinde iki konfigürasyona sahiptir (Koçyiğit, 2015). Diğer yandan Emre vd. (2011) ile Duman vd. (2011) tarafından yayımlanan diri fay haritalarında BMSF Kuvaterner fayı altında değerlendirilmiştir.

Literatürde, BMSF'nin yapısal niteliğini yansıtan yüzlelerde yapılmış ve kinematik analiz verisi sunan 4 adet çalışma mevcuttur (Şekil 1c). Bozkurt (2000), Aydın kuzeyinden aldığı 13 adet fay verisi üzerinde eğimlerin yaklaşık güney-güneydoğuya 22–36°lik açılarda değiştiğini, normal hareketin doğudan 72–86° arasında değişen rake (yan yatım) açılına sahip olduğunu ve ana açılma paleostres vektörlerinin KKD-GGB ile temsil edildiğini belirtir. Gürer vd. (2009) ise iki lokasyon üzerinden bir değerlendirmeye gider. Bunlardan ilki Aydın'ın yaklaşık 1 km kuzeybatısında yer alır. BMSF bu alanda K70–75°B doğrultulu ve 15–20° GB'ye eğimli bir konuma sahiptir. Fay düzlemlerinde gözlenen hareket vektörleri 10–15° arasında batıdan yan yatım açısı yapmaktadır ve normal bir hareketle temsil edilir. Gürer vd. (2009)'da sunulan diğer lokasyon ise Umurlu'nun kuzeybatısındadır. Araştırmacılar, bu bölgeden elde edilen fay verilerinin K70–75°D doğrultulu ve 10°GB eğimli olduğunu, yan yatım açılarının ise 10–15°D arasında değişiklik gösterdiğini vurgular. BMSF'nin kinematik olarak değerlendirildiği diğer lokasyon ise Sümer vd. (2013)'de sunulan Başçayır'dır. Araştırmacıların sunduğu kinematik verilere göre fay düşük açılı eğim atımlı normal fay karakterinde, K80–85°B gidişli ve yaklaşık 20°G eğimlidir. Fay düzlemlerinde izlenen

fay çizikleri yaklaşık 85° B ile 84° D arasında yan yatım açlarına sahiptir (Sümer vd. 2013). Literatürde BMSF'nin yapısal niteliğini yansıtan kinematik analizlerin verildiği son çalışma Koçyiğit (2015)'dir. Araştırmacı, Nazilli'nin kuzeyinde Hasköy-Künepe detachment (sıyrılma) fayı olarak tanımladığı yapısal öge üzerinden aldığı fay kayma verilerini değerlendirmiş ve paleostres vektörlerinin KKD-GGB bir genişleme ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Bu çalışmada havzanın en doğu ucunda konumlu olan Buharkent ve çevresinde, BMSF'ye ait bazı fay parçaları ilk kez detaylı bir şekilde haritalanmıştır (Şekil 4). Bu fay parçaları özellikle Pıyrıaylı ve Cankurtaran tepeler arasında net yüzleklere sahiptir ve bölgedeki daha genç KB-GD uzanımlı faylar tarafından kesilerek basamaklar şeklinde yükseltilmiş, yer yer bu faylar ile kuzeye doğru eğimlenmiştir (Şekil 4 ve Şekil 7a,b). İnceleme alanı sınırlarında BMSF'nin fay düzlemi, Menderes Masifi'ne ait mermer ve şist baskın istif, Pakete 1'e ait tortul kayaların kaba kırıntılı bölümünden ayırır. Bu düzlem, kalınlığı yer yer 1 metreyi geçen kataklastik bir zonla temsil edilir (Şekil 11a). Düşük açılı fay düzlemi üzerinde, 85° 'ye ulaşan yüksek yan yatım açılı fay çizikleri, açılma çatlaklarının uzun eksenine dik ve kayma çiziklerine paralel dalgalanma eksenleri (Şekil 11b ve c), fay düzleminin hemen altında, taban bloğundaki milonitik kayalar üzerindeki asimetric yapılar (Şekil 11e ve f), tavan bloğunun eğim yönünde hareket ettiğini vurgular. Arazi çalışmalarında saptanarak haritalanan düşük açılı normal fay düzlemlerinin hemen hepsi, yüksek açılı normal faylanma ile ilişkili yüksek açılı düzlemler tarafından kesilir (Şekil 11d ve g). Özellikle inceleme alanının KD'sunda haritalanan BMSF'ye ait düşük açılı normal faylanma ile ilişkili düzlemler yaklaşık K 21° - 80° B arasında değişen doğrultulara ve genelde GB'ye 07° - 34° , KD'ye ise 10° - 32° arasında değişen eğim açlarına sahiptir (Şekil 10'da 1, 2 ve 3 nolu çözümler).

K-KD Uzanımlı Faylar

BMG'nin hem kuzey hem de güney kenarları boyunca gözlenen bu yapısal ögeler, bölgesel ölçekte, çalışma alanının güneybatısında bulunan Bozdoğan Çapraz Grabeni'nin oluşumu ile bağlantılıdır (Ocakoglu vd. 2014). Miyosen sırasında gelişen bu çapraz grabenin havza dolgusu olarak daha çok yelpaze, delta ve akarsu çökelleri tanımlanmış (Yılmaz vd. 2000) ve bu çökellerde geç Miyosen'e ait mikromemeli fosillerine rastlanılmıştır (Sarica-Filoreau, 2002). Bu bilgiler ışığında söz konusu KD/KB faylanma evresinin yaşı Miyosen sonu olmalıdır. Yenilenmiş Türkiye Diri Fay Haritasına (Emre vd. 2011; Duman vd. 2011) göre KD ve KB uzanımlı bu faylar diri fay sınıfı içinde yer almaz ve Kuvaterner ve/veya sonrası evrede aktif değildir. Gürer vd. (2009) tarafından Ortaklar kuzeyinde bulunan bir lokasyonda yapılan kinematik analiz çalışması, bu alandaki KD uzanımlı fayların genel olarak K 45 - 50° D doğrultulu ve 80° GD'ye eğimli olduğunu gösterir. Bu fay düzlemleri üzerindeki hareket vektörleri 70 - 75° doğudan yan yatım açısı yapmaktadır. Sözbilir ve Emre (1990), bu yapıların Neojen öncesinden kalıtsal olduğunu ve grabenleşme evresinde reaktivasyona uğrayarak K-G blokların bölümlenmesini kontrol ettiklerini savunur.

Çalışma alanı içerisinde haritalanan K-KD uzanımlı faylar özellikle, Savcılı ve Kızıldere'ye doğru dökülen Eskiköy ve Kozaklı dereleri boyunca gözlenir (Şekil 4). Eskiköy Dere boyunca haritalanan faya ait en net yüzleklere Armutlugedik güneyindedir. Bu alanda fay Pakete 1'e ait çökelleri keserek Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar içerisinde güneye doğru ilerler. Elde edilen fay düzlemi verilerine göre fay yaklaşık K 35° D doğrultulu ve 65 - 78° KB'ye eğimlidir. Gözlenen fay çizikleri kuzeyden 5 ile 25° arasında açı yapmaktadır (Şekil 12a ve b).



Şekil 11. İnceleme alanında gözlenen yapısal öğelere ait arazi fotoğrafları. (a) Büyük Menderes Sıyrılma Fayı'na ait düşük açılı fay düzlemi altındaki taban bloğunda gözlenen kataklastik kayalar, (b) BMSF'nin fay düzlemi üzerindeki ondülasyonlar (kırmızı gölgeli beyaz kalın çizgiler ondülasyonun geometrisini yansıtır), (c) yüksek yan yatım açısına sahip fay çizikleri, (d) düşük açılı fayı kesen yüksek açılı eğim atımlı normal fay, (e, f) BMSF'nin taban bloğundaki milonitik kayalarda gözlenen asimetrik yapılar, (g) yüksek açılı fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri. Jeolog 177cm, çekiç 30 cm, kalem 14 cm'dir.

Figure 11. Photographs of structural elements observed in study area. (a) Cataclastic rocks observed in foot wall block of low-angle fault plane of Büyük Menderes Detachment Fault, (b) corrugations on the fault plane of BMSF (red-shaded thick white lines reflect the geometry of the undulation), (c) slickensides showing high rake angle, (d) high-angle slope-slip normal fault cutting the low-angle fault, (e, f) asymmetric structures observed in the mylonitic rocks in the foot wall block of BMSF, (g) slickensides on the high-angle fault plane. Height of figure is 177cm, length of hammer is 30 cm, pencil is 14 cm long.

Çalışma alanı içerisinde gözlenen KD uzanımlı faylara ait diğer bir yüzlek ise Kızıldere Köyü KD'sinde, Kozaklı Deresi'nin doğu yamacında bulunur (Şekil 4). Bu noktada fay Paket 1'e ait birimler içerisindeki kireçtaşlarında net kinematik veriler sunar (Şekil 12c). Bu alanda ölçülen fay düzlemleri $K5-15^{\circ}D$ doğrultulu ve $75-82^{\circ}GD$ 'ye eğimli düzlemlerle simgelenir. Bu düzlemler üzerindeki kayma çizikleri kuzeyden $<25^{\circ}$ açı yapar. Bölgedeki KD uzanımlı faylanma evresine ışık tutacak diğer lokasyonlar ise Hamam Dağı Cankurtaran Tepe ve İmam Dağı çevresinde bulunur. Bu alanda faylanmaya ait deformasyon düzlemleri Paket 2 içindeki karbonatlar üzerinde gözlenir (Şekil 12d). Bu noktada fay düzlemi $K10-15^{\circ}D$ gidişli ve $70-85^{\circ}KB$ 'ye eğimlidir. Saptanan yan yatım açıları 15 ile 30° arasında değişir ve genelde kuzeyden dar açı yapar. Bu lokasyonlardaki haritalanan faylar, Buharkent Segmenti ve Gökdere Fayı'na ait daha genç fay parçaları tarafından defalarca kesilip ötelenirken, Pıyrıly Tepe civarında haritalanan KD uzanımlı faylar BMSF'ye ait düzlemleri keser ve yanal/düşey yönde öterler (Şekil 4). Bu çalışmada elde edilen arazi gözlemleri, önceki çalışmalarda verilerle birlikte değerlendirildiğinde, KD uzanımlı ve yanal bileşeni baskın olan bu fayların genişlemeli deformasyon içerisinde transfer faylar olarak geliştiğini göstermektedir. Miyosen sırasında gelişen bu süreksizliklerin, daha sonraki deformasyon evrelerinde tekrar aktif olmaları ve özellikle Kızıldere boyunca haritalanan K-KD uzanımlı fay zonunun iki farklı metamorfik fasiyesin tektonik sınırını oluşturması, bu yapıların çok eski süreksizlik zonlarının parçaları olduğuna işaret etmektedir.

Gökdere Fayı

BMG'nin kuzey kenarı boyunca gelişmiş basamaklı faylar birçok yapısal blok oluşturur ve genel olarak grabenin merkezine doğru bu fayların gençleştiği bilinmektedir (Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit, 2015). Gürer vd. (2009) tarafından

Germencik kuzeyinde yapılan kinematik analiz çalışmalarında Büyük Menderes Fay Sistemi (BMF Sistemi) boyunca gelişen yüksek açılı faylanmalara ait yaklaşık $K80-85^{\circ}B/80^{\circ}GB$ konumlu düzlemler $70-85^{\circ}$ B'den yan yatım açısı gösterirler. Duman vd. (2011) ve Emre vd. (2011)'de haritalanan ve graben boyunca uzanan yaklaşık D-B uzanımlı yapısal süreksizlikler Emre vd. (2013)'de BMF Sistemi olarak ele alınmıştır. Buharkent civarındaki BMF Sistemi'ne ait yüksek açılı fay parçaları, bu çalışma kapsamında iki ana gruba ayrılarak haritalanmıştır. Bunlar, fay zonunun Holosen'de aktivitesini yitiren parçalarını içeren Gökdere Fayı ile Holosen aktivitesini sürdüren ve aktif fay sınıflamasında değerlendirilmiş Buharkent Segmenti'dir (Şekil 4 ve Şekil 10). Arazi verilerine göre, BMF Sistemi'nin kuzeydeki parçalarına karşılık gelen Gökdere Fayı, bu çalışma kapsamında Kuvaterner fayı sınıfında değerlendirilmiştir.

Gökdere Fayı, Suçikan Tepe'nin güneyi ile Armutlugedik kuzeyindeki iki ana kol ile çalışma alanına kuzeybatıdan girer (Şekil 10). Paket 1 ile Menderes Masifi'ne ait gnayslar arasındaki yüksek açılı tektonik dokanağı oluşturan bu kolların, Kozaklı Deresi'ne kadar, güney batısında Menderes Masifi, kuzey doğusunda ise Paket 1'e ait tortullar bulunur (Şekil 4). Kozaklı Deresi'nde bu iki kol birleşerek 5 adet fay parçası şeklinde doğuya doğru ilerler (Şekil 10). Bu noktada en kuzeyden geçen fay parçası Cankurtaran Tepe'nin kuzeyinde Menderes Masifi'nin şist ve mermerleri ile Paket 1 ve 2 arasındaki yapısal sınırı oluştururken, Cankurtaran Tepe'nin güneyindeki kollar Paket 2'ye ait birimler içerisinde ilerleyerek İmam Dağı'nın hemen kuzeyinden inceleme alanı dışına devam eder. Gökdere Fayı'nın kinematik özelliklerine dair en net yüzlekler Kozaklı Deresi ile Cankurtaran Tepe'nin kuzeydoğusu arasında gözlenir. Bu alanda fay Menderes Masifi'ne ait mermer ve şistler ile Paket 1'e ait tortul kayalar arasındaki yapısal sınır oldukça belirgin bir topoğrafik sarplık oluşturur (Şekil 13a). Saptanan

fay düzlemlerinin doğrultusu $K60^{\circ}B$ ile $K75^{\circ}B$ arasında değişmekte ve yaklaşık $70-75^{\circ}$ ile GB'ye eğimlidir. Bu düzlemler üzerindeki hareket vektörleri $>75^{\circ}$ yan yatım açılına sahiptir (Şekil 13b ve c). Arazi gözlemlerine göre, BMSF ve K-KD uzanımlı faylar Gökdere Fayı boyunca kesilip ötelenir.



Şekil 12. İnceleme alanında gözlenen KKD-uzanımlı faylara ait arazi fotoğrafları. (a) Gnays litolojisindeki metamorfik temel kayalar üzerindeki yüksek açılı fay düzlemi, (b) doğrultu atımlı fay çizikleri, (c ve d) Paket 2'ye ait ince kırıntılı tortullar içinde gözlenen doğrultu atımlı fay düzlemleri. Jeolog 177cm, çekiç 30cm, açıölçer 10 cm'dir.

Figure 12. Photographs of N-NE-trending faults observed in the study area. (a) High-angle fault plane on metamorphic basement rocks in gneiss lithology, (b) slickenlines on strike-slip fault, and (c, d) strike-slip fault planes observed in fine clastic sediments of Package 2. Figure is 177 cm tall, hammer is 30 cm long, and protractor is 10 cm long

Buharkent Segmenti

Geniş ölçekte bakıldığında yaklaşık $K70^{\circ}B$ doğrultulu olan Buharkent Segmenti, graben oluşumundaki en genç faylanma evresinin ürünü olarak göze çarpar (Şekil 4 ve 10). BMG Sistemi'nin en batı ucundaki segmente ait fay parçaları birbirlerine paralel ve basamaklı bir geometride Savcılı Köyü ile İmam Dağı arasında yaklaşık 13–15 km uzunluğunda güneye eğimli 8 adet sentetik fay parçasından oluşur. Fay zonunun genişliği yanal yönde 1 ile 2 km arasında değişmektedir. Bu yapısal sınır boyunca Menderes Masifi ve Miyosen yaşlı kaya birimleri ile Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller yan yana gelmekte, kuzeyden güneye doğru akaçlanan İmenli, Eskiköy, Kozaklı ve Gebeler vadilerinin denetiminde büyük alüvyon yelpazeleri gelişmektedir (Şekil 4). Buharkent Segmenti'nin faylanma karakterini yansıtan en net yüzlekler Kızıldere ile Savcılı köyleri arasındaki fay basamaklarında gözlenir. Haritalama alanı içerisinde Buharkent Segmenti'ne ait fay parçaları Savcılı Köyü güneydoğusunda genel olarak $K60-70^{\circ}B$ doğrultulu ve $65^{\circ}GB$ 'ye eğimli düzlemler ile Paket 2'ye ait tortul kayaçlar üzerinde belgelenir (Şekil 13d). Bu düzlemler boyunca ana hareket eğim yönündedir ve saptanan yan yatım açıları $>70^{\circ}$ olarak gözlenmektedir. Kızıldere Köyü'nün hemen güneyindeki fay düzlemlerinde yapılan gözlemler, segmentin bu alanda yaklaşık $K70^{\circ}B$ uzanımlı ve yaklaşık $65^{\circ}GB$ 'ye eğimli olduğunu gösterir. Bu noktada, Buharkent Segmenti'ne ait fay düzlemleri üzerindeki fay çizikleri $>75^{\circ}$ olarak eğim atımlı karakterindedir (Şekil 13e).

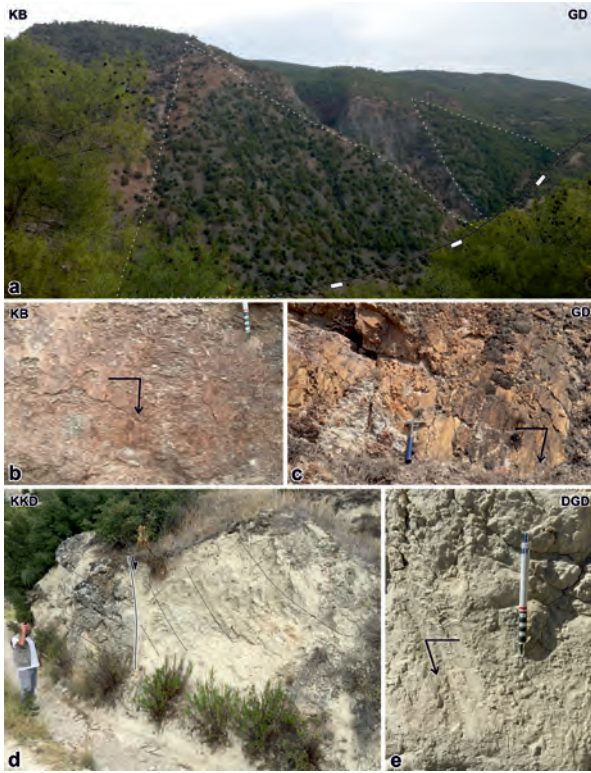
Havzaya Ait Yapısal Öğelerin Kinematik Analizi

Bu çalışmada gerçekleştirilen fay kinematiği analizi çalışmaları, arazide saptanan/ölçülen fay düzlemi verilerinin ters çözüm (inversion) ile yersel gerilme tensörünün saptanmasını temel alır. Fay verileri arazide Hippolyte vd. (2012) tarafından

tanımlanan kıstaslara uygun bir şekilde toplanmış, analizler sırasında karmaşık deformasyona uğramış alanlardaki uygulanabilirliği sebebi ile Allmendinger vd. (1989 ve 2012) tarafından geliştirilen bir stereonet programı olan "FaultKin 8" programı kullanılmıştır. Bu bağlamda kinematik analiz çalışmalarında kullanılmak üzere, inceleme alanı içindeki 18 lokasyondan 100'e yakın fay düzlem verisi toplanmış ve analiz edilmiştir. Analiz sonuçları ve arazi gözlemleri (kesenkesilen ilişkileri, deforme edilen en genç kaya biriminin yaşı, vb.) birlikte değerlendirildiğinde, 3 farklı deformasyon fazının varlığı ortaya çıkmaktadır. Bu fazları temsil eden veriler, o lokasyon için hesaplanan yersel gerilme alanlarını temsil etmektedir. Bu kapsamda, her deformasyon fazının içerisinde farklı yönlerde gerilmeler bulunmaktadır. Örneğin, BMFZ içerisinde ana faydan ve aktarım rampasından elde edilen yersel gerilmeler farklı olacağından her lokasyon ayrı ayrı değerlendirilmiş, bunların yapısal/tektonik yorumlamaları ve bölgesel anlamları makalenin "Tartışma" bölümünde sunulmuştur.

Deformasyon fazı I (D_1)

Havzanın Miyosen dönemi aktivitesi ile ilişkili olan bu ilk faz, düşük açılı normal faylanma (BMSF) ve K-KD uzanımlı olan doğrultu atımlı transfer faylarının birlikte çalıştığı bir evreyi temsil eder. BMSF üzerinden alınan yapısal veriler çalışma alanının kuzey doğusunda haritalanan yüzleklerinden elde edilmiştir. 3 lokasyonda (1 – 3 arası) yapılan ölçümlerde de düşük eğimli fay düzlemlerinde yüksek açılı $67-87^{\circ}$ 'lik kayma çizikleri karakteristiktir. Bu lokasyonlarda, düzlemler üzerinde gözlenen gerek asimetric yapılar (fay kertikleri), gerekse kayma çizikleri ve fay oluklarının eksenlerine yaklaşık dik gelişmiş açılma çatlaklarının varlığı, eğim atımlı normal faylanmaya işaret eder (Şekil 11b ve c). Kinematik analiz sonuçlarından hesaplanan en büyük asal gerilme (σ_1) vektörleri düşeye yakın sonuçlar gösterirken, en düşük gerilme (σ_3) vektörlerinin



Şekil 13. Çalışma alanı çevresinde gözlenen Gökdere Fayı (a–c) ile Buharkent Segmenti'ne ait (d–e) yüksek açılı normal faylara ait arazi fotoğrafları (gölgeli alanlar faya ait üçgen yüzeyleri, siyah kalın çizgi fay izini, beyaz dikdörtgenler tavan bloğunu, ince siyah çizgiler fay çiziklerine ait yan yatım açılarını, kesikli çizgiler katmanlanmayı, beyaz gölgeli siyah kalın çizgi fayı gösterir. Jeolog 177 cm, çekiç 30 cm, kalem 14 cm'dir.

Figure 13. Photographs of high-angle normal faults observed in study area. (a – c) Gökdere Fault, (d – e) Buharkent Segment. (Shaded areas show triangular facets of the fault, black thick line indicates a fault trace, white rectangles represent hanging wall block, thin black lines indicate rake angles of slickenlines, dashed lines show bedding, and white-shaded thick black line indicates a fault. The figure is 177 cm tall, hammer is 30 cm long, and pencil is 14 cm long.

konumu KD-GB yönelimli ve $6,5 - 35,5^\circ$ arasında değişen dalım açılına sahiptir (Çizelge 1). Her 3 lokasyondaki hesaplama sonuçları paleostres yönlerinin yaklaşık KD-GB genleşme ile temsil edildiğini gösterir (Şekil 10). Bu fazda gelişmiş olan diğer yapısal unsurlar ise KKD-uzanımlı faylardır.

Bu faylar üzerindeki en net kinematik veriler 4, 7 ve 8 nolu gözlem lokasyonlarıdır. Gökdere'nin doğusunda bulunan 4 nolu lokasyonda, fay düzlem doğrultuları $K28-47^\circ D$ eğim açıları ise baskın olarak GD'ye $60-70^\circ$ 'dir. Bu lokasyondaki yan yatım açıları genelde kuzeyden ve $10-30^\circ$ arasında değişmektedir. Kızıldere köyünün girişinde yer alan 7 nolu lokasyonda ise fay doğrultuları $K40-60^\circ D$ 'dir. Fay düzlemleri genel olarak $>60^\circ$ GD'ye eğimlidir. Bu düzlemler üzerinde saptanan kayma çizikleri doğudan ve batıdan $50-60^\circ$ 'lik yan yatım açılına sahiptir. Bu lokasyonda gözlenen asimetrik yapılar ve kayma çizikleri faylanmanın oblik atımlı normal faylanma karakterinde olduğuna işaret eder. Hesaplamalar σ_1 için düşeye yakın sonuçlar gösterirken, sırasıyla σ_2 ve σ_3 eksenlerinin konumları $67^\circ/24^\circ$ ve $161^\circ/9^\circ$ olarak tespit edilmiştir (Çizelge 1). Bu lokasyondaki faylanmayı oluşturan paleostres KD-GB sıkışma ve KB-GD açılmaya ilişkilidir (Şekil 10). Kızıldere köyünün KD'sinde bulunan 8 nolu lokasyondan elde edilen kinematik veriler, Paket 2 içinde yer alan sedimenter kayalarda gözlenen yüksek açılı fay düzlemleri ile karakterize olur. Saptanan fay düzlemleri $K10-30^\circ B$ doğrultulu ve eğim yönleri $71^\circ GB$ ile $68^\circ KD$ arasında değişmektedir. Fay düzlemleri üzerinde saptanan fay çiziklerinin $<18^\circ$ yan yatım açısına sahip olması faylanmanın doğrultu-atım karakterli olduğu gösterir. Fay düzlemi verilerinin ters çözümü KD-GB yönlü sıkışma ve KB-GD yönlü genişleme kuvvetleri ile temsil edilen bir yersel gerilmeyi ortaya koyar (Şekil 10). 5 nolu lokasyon BMG'ye dik gelişmiş Kızıldere'nin kuzeyindeki en derin vadi içinde bulunur. Bu lokasyondaki Kuvaterner ve Holosen aktivitesi saptanan faylar tarafından kesilmiş fay düzlemlerinin uzanımları yaklaşık K-G'dir. Paket 1 ve 2'ye ait kaya birimlerini deforme ettiği gözlenen fay düzlemleri $74^\circ-85^\circ$ arasında değişen eğim açılarıyla KD ve GD ya eğimlidir. Fay düzlemleri üzerindeki kayma çizikleri kuzeyden $12-42^\circ$ arasında değişen yan yatım açısı yapmaktadır. Toplanan kinematik verilerin hesaplama sonuçları, sırasıyla σ_1 , σ_2 ve

σ_3 eksenlerinin konumlarının $308/25^\circ$, $152/63^\circ$ ve $43/10^\circ$ olduğunu gösterir (Çizelge 1). Bu lokasyondaki fay düzlem çözümleri dikkate alındığında KB-GD yönlü bir sıkışma ve KD-GB yönlü bir genişleme ile ilişkili doğrultu atımlı faylanmanın gerçekleştiği gözlenir (Şekil 10). 6 nolu lokasyonda ise doğrultuları $K8^\circ B$ ile $K12^\circ D$ arasında değişen faylar $75-82^\circ$ lik açılarla doğuya eğimlidir. Kuzeyden ve güneyden $12^\circ-22^\circ$ arasında değişen yan yatım açıları bu noktadaki faylanmanın doğrultu atımlı karakterini yansıtmakla beraber, fay düzlemindeki asimetric yapılar hareketin sağ yönlü olduğunu gösterir. Fay düzlemi verilerinin ters çözümüne göre bu faylanma KKB-GGD yönlü genişleme ve buna dik yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilidir (Şekil 10). Özellikle K-KD uzanımlı faylardan alınan ölçülerden elde edilen paleostres sonuçları 5 nolu lokasyon dışında, 4, 6, 7 ve 8 nolu lokasyonlar için birbirine yakın sonuçlar içermektedir ve birbirleri ile tutarlıdır. Bu lokasyonlar içinde özellikle σ_3 'ün az miktarda düşey eksen üzerinde yer değiştirmesi ve 5 nolu lokasyondaki farklılık ise büyük bir olasılıkla yersel olarak rotasyon ile ilişkili olmalıdır. Bütün bu lokasyonlar dışında, 12 nolu lokasyonda ölçülen fay düzlemleri ise 40 ile 65° arasında değişen eğim açlarına sahiptir. Fayın doğrultu çizgisi ile kayma çiziklerinin arasında kalan açılar 40° civarında ölçülmüş ve elde edilen analiz sonuçları ise KB-GD yönlü açılmaya işaret etmiştir. Bu lokasyonda gözlenen düşük açılı kayma düzlemleri Paket 1 olarak adlandırılan tortul istif içerisindeki tortullaşma ile yaşıt heyelan düzlemleri olarak ölçülmüştür. Bu sebeple, tanımlanan deformasyon yapıları D1 fazı içerisinde değerlendirilmiş, ancak hesaplanan yersel gerilme alanı bölgesel gerilme ile ilişkili olmadığından, ilerleyen yorumlarda heyelandan alınan bu veri değerlendirilmeye katılmamıştır.

Deformasyon fazı II (D₂)

Çalışma alanında bu deformasyonla ilgili en önemli yapısal öge Gökdere Fayıdır (GF). Bu fay

ile ilişkili normal faylanma morfolojisini yansıtan fay basamakları Gökdere ve güneyinde net olarak gözlenmektedir (Şekil 10). Bu fay boyunca ölçülen yüksek açılı fay düzlemleri genellikle KB-GD doğrultulu olup güneybatıya doğru eğimlidir. Kinematik analizlerde kullanılmak üzere GF boyunca toplamda 8 lokasyonda 44 adet fay verisi değerlendirilmiştir. 9 nolu lokasyonda $K60^\circ B$ doğrultulu ve $50^\circ GB$ 'ye eğimli fay düzlemi üzerinde doğudan 83° yan yatım açısına sahip sadece tek bir ölçü değerlendirilebilmiştir. 10 nolu lokasyona ait analizlerde, fay düzlemlerinin eğim açıları $75-84^\circ$ arasında değişir. Bu düzlemler üzerindeki kayma çizikleri genelde batı yönlü ve 42 ile 81° arasında değişen değerlere sahiptir. Hesaplanan paleostres yönleri fayın bu noktada KD-GB yönlü genişleme ile ilişkili geliştiğini gösterir (Şekil 10). Saptanan fay düzlemleri $K84^\circ B$ ve $K32^\circ D$ değerleri arasında doğrultulara sahip olan 11 nolu lokasyonda ölçülen eğim açıları ise kuzey ve güneye baskın olarak 70° 'den yüksek eğimlenmeler sunar. Düzlemler üzerindeki fay çizikleri 75 ile 80° arasında değişiklik gösterirken genel karakter eğim atımlı bir normal faylanmaya işaret eder. Analiz sonuçları bu lokasyondaki faylanmanın KKD-GGB yönlü açılma ile ilişkili olduğunu vurgular. 13 nolu lokasyonda ölçülen ve analizde kullanılan fay düzlemleri ise $K56-82^\circ B$ doğrultuludur. Bu noktada fayın $60-82^\circ$ arasında değişen güneye eğimli düzlemlerinin yanında antitetik olarak gelişmiş kuzeye eğimli düzlemleri de mevcuttur. Kayma çiziklerinin doğudan ve batıdan yapmış olduğu 85° 'lik yüksek yan yatım açıları faylanmanın eğim atımlı normal karakterde gerçekleştiğini göstermektedir. Buna paralel en büyük asal gerilme (σ_1) vektörünün dalımı 70° 'den yüksek ve düşeye yakın sonuçlar verirken, diğer gerilmelerin (σ_2 ve σ_3) konumları sırasıyla 9° ve 65° 'dir (Çizelge 1). Hesaplanan paleostres yönleri KD-GB yönlü genişlemeye işaret etmektedir (Şekil 10). Arazide saptanan fay düzlemleri genel olarak $K78-84^\circ B/62-65^\circ GB$ konumlu olan 14 nolu lokasyonda not edilen fay çizikleri, batıdan 65 ile

72° arasında değişen yan yatım açılarına sahiptir. Bu veriler ile düzlem üzerindeki asimetric yapılar, bölgedeki faylanmanın sağ yanal oblik bileşene sahip olan normal faylanma ile karakterize olduğu gösterir. Kinematik analiz sonucuna göre gerilme KD-GB yönlü genişleme ile karakterize olur. Üzerinde en çok veri toplanabilen lokasyon 15 nolu istasyondur. Bu noktada fay düzlemleri K25-62°B doğrultulu ve baskın olarak güneye 86°'ye ulaşan eğim açılarına sahiptir. Kayma çiziklerine ait yan yatım açıları ise 50 ile 83° arasında değişen değerler sunar. Toplanan kinematik verilerin analiz sonuçları, sırasıyla σ_1 , σ_2 ve σ_3 eksenlerinin konumlarının 25/8°, 179/81° ve 295/4° olduğunu gösterir (Çizelge 1). Fay düzlemi verilerinin ters çözümü KD-GB yönlü genişleme kuvvetleri ile temsil edilen bir gerilmeyi ortaya koyar (Şekil 10).

Deformasyon fazı III (D₃)

Bölgede gözlenen en son deformasyon fazı ise BMF Sistemi'nin en doğu bölümünü temsil eden Buharkent Segmenti ile ilişkilidir. Bu yapısal öge üzerindeki lokasyon sayısı, üzerinde geliştiği kaya türlerinin pekleşme derecesinin düşük olması nedeniyle oldukça nadir olarak gözlenir. Bu bağlamda, Buharkent Segmenti üzerinde kinematik veri elde edilebilecek sadece 2 lokasyonda gözlemler yapılabilmektedir. Daha kuzeydeki 17 nolu gözlem istasyonunda fay düzlemi doğrultuları batı ve doğu ile 78° ile 68° arasında değişen açı yapar. Bu noktadaki düzlem eğim açıları ise 51-88° güneybatı ve güneydoğu yönlüdür. Fay düzlemleri üzerindeki kayma çizikleri 50 ile 80° arasında değişen yan yatım açılarına sahiptir.

Çizelge 1. Büyük Menderes Grabeni doğu ucunda yer alan faylardan alınan kinematik verilerin hesaplanmış paleostres analizi sonuçlarına ait ana asal gerilme konumları, fay türleri ve tektonik fazları (N: ölçü sayısı, $\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3$: büyükten küçüğe asal gerilmeleri, DF₁ - DF₂ - DF₃: Deformasyon Fazlarını gösterir. Ölçüm lokasyonları için Şekil 10'a bakınız).

Table 1. The principal stress positions, fault types and tectonic phases of the calculated paleostress analysis results of kinematic data taken from the faults at the eastern termination of Büyük Menderes Graben (N: number of measurements, $\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3$: maximum to minimum principal stresses, DF₁ - DF₂ - DF₃: Indicates Deformation Phases (see Figure 10 for measurement locations).

Lokasyon	Fay İsmi	N	σ_1 ★		σ_2 ★		σ_3 ▲		Tektonik Faz	Fay türü/ Hareket
			Yönlem	Dalım	Yönlem	Dalım	Yönlem	Dalım		
1	Büyük Menderes	1	84,5	54,3	349,7	3,4	257,3	35,5	DF ₁	Eğim atımlı/ Normal
2	Detachment	5	233,1	83,2	125,9	2	35,7	6,5		
3	(Sıyrıлма) Fayı	2	232,6	57,3	139,8	1,8	48,7	32,6		
4		3	268,9	62,1	46,5	21,3	143,4	17,1	DF ₁	Doğrultu atımlı/ Verev atımlı/ Sol/Sağ yanal
5		4	307,8	25,2	152,4	62,7	42,5	10		
6	K-KD uzanımlı	4	269,9	45,5	78,5	44	174	5,8		
7	Faylar	4	269,2	64,7	66,9	23,7	160,7	8,6		
8		8	25,4	7,7	178,9	81,4	294,9	3,8		
9		1	117,5	85,1	295	4,9	25,1	0,2	DF ₂	Eğim/verev atımlı/ Normal
10		5	15,8	70,9	129,1	7,8	221,5	17,3		
11		5	97,2	74,9	275,4	15,1	5,5	0,5		
12		3	148,3	66,2	51,2	3,1	319,9	23,6		
13	Gökdere Fayı	7	47,1	71,1	291,1	8,6	198,5	16,8		
14		2	331,6	64,8	108,8	19	204,5	15,9		
15		18	80,3	85,5	306,7	3,1	216,5	3,3		
16		3	65,6	55,7	159,5	2,7	251,3	34,2	DF ₃	
17	Buharkent	12	354,4	68,6	116,9	11,9	210,8	17,5		
18	Segmenti	5	52,3	66,4	288,6	13,7	193,8	18,9		

Bu lokasyonda gözlenen asimetrik yapılar ve kayma çizikleri, faylanmanın baskın olarak eğim atımlı normal faylanma karakterinde olduğuna işaret eder. Analiz sonuçları σ_1 için $354^\circ/69^\circ$ gibi düşeye yakın bir sonuç gösterirken, sırasıyla σ_2 ve σ_3 eksenlerinin konumları $117^\circ/12^\circ$ ve $211^\circ/18^\circ$ olarak hesaplanmıştır (Çizelge 1). Buharkent Segmenti'nin en güneydeki bölümü üzerinde bulunan 18 nolu lokasyondaki fay düzlemleri $60-78^\circ$ arasında değişen doğrultu açıları ile KB-GD yönünde uzanır. Bu düzlemler GGB'ye doğru $60-80^\circ$ eğim açlarına sahiptir. Fay düzlemleri üzerinde belirlenen kayma çizikleri genel olarak doğudan $70-75^\circ$ yan yatım açısı yapmaktadır. Her iki lokasyon içinde analiz sonuçları, faylanmanın KD-GB yönlü genişleme ile ilişkili gerçekleştiğini göstermektedir (Şekil 10).

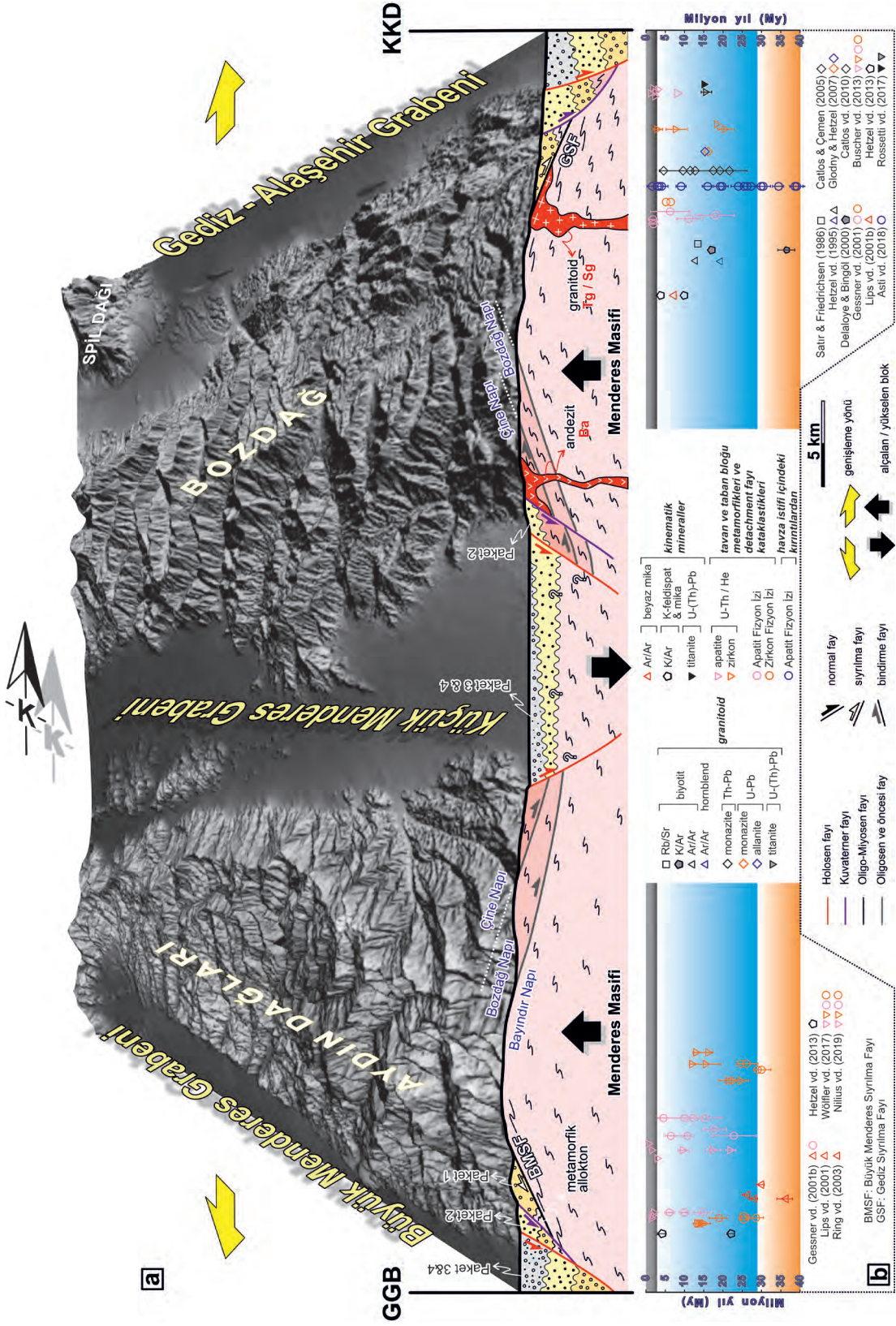
TARTIŞMA

BAGB'nin jeolojik evrimi ve havza gelişimi ağırlıklı olarak 70'li yılların ortasından itibaren tartışılmaya başlanmış ve günümüzde tam bir fikir birliğine varılabilmemiş değildir. Bazı çalışmalarda genişlemenin yaşı üst Miyosen (yaklaşık Tortoniyen) ya da daha genç olarak sunulmuş (örn. Berckhemer, 1977; Dumont vd. 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Angelier vd. 1981; Şengör, 1979 ve 1987; Yılmaz vd. 2000; Gürer vd. 2009), diğer yandan bazı çalışmalarda ise genişlemenin yaşı Oligosen sonu - alt Miyosen şeklinde savunulmuştur (örn. Seyitoğlu ve Scott, 1992; Emre ve Sözbilir, 1997; Sözbilir, 2005). Bu bağlamda, bölgenin jeodinamik ve jeolojik tarihçesinin ortaya çıkarılması için birçok mutlak yaş çalışması 1980'lerin ortasından itibaren başlamış ve günümüze doğru hızla artarak devam etmiştir. Bu çalışmalarda birçok farklı yöntemle metamorfik ve plütonik kayalar ile faylanma mekanizması ektisinde gelişmiş mineraller tarihlendirilerek, bölgenin jeolojik/jeodinamik evrimi yorumlanmaya çalışılmış, bölgenin genişleme ile ilişkili plütonik kaya yerleşimi, yükselim hızı ve zamanlaması tartışılmıştır. Bütün bu yaş verileri Şekil 14b'de birleştirilerek

sunulmuştur. Bölgede çalışma konusu ile doğrudan ilişkili olmasa da, yapılan ilk radyometrik çalışma Satır ve Friedrichsen (1986)'dır. Bu çalışmada GAG'de aldıkları sokulum kayası örneğindeki biyotit Rb/Sr yaşı olan 13 ± 1 My genişleme ile ilişkilendirilmiştir. Jeolojik olarak en yaşlı veriler ise, BMG'de Lips vd. (2001)'de sunulan 36 ± 2 My'lık sıkışma ile ilişkili ve kuzeye taşınma ile eş yaşlı beyaz mikadan elde edilen Ar/Ar yaşı iken, GAG'de Delaloye ve Bingöl (2000)'ün Salihli granodiyoritinin biyotitlerinden elde ederek önerdiği $36,4 \pm 2,2$ My'lık K/Ar soğuma yaşıdır. Özellikle GAG'deki Salihli ve Turgutlu granitoidlerinde jeokronolojik yaş çalışmaları yoğundur (örn. Satır ve Friedrichsen, 1986; Hetzel vd. 1995; Catlos ve Çemen, 2005, Glodny ve Hetzel, 2007; Catlos vd. 2010). Bu çalışmalardaki yaş verileri farklı metodlarda ve farklı minerallerde gerçekleştirilmiş olmakla beraber, $21,7 \pm 4,5$ ile $4,5 \pm 1,0$ My arasında çeşitlilik gösterir (Şekil 14b). Diğer yandan Gessner vd. (2001b) ve Ring vd. (2003), BMG'deki metamorfik kayaların beyaz mikalarında elde ettikleri $27,9 \pm 1,0$ My ile geniş bir dağılım gösteren apatit ve zirkon füzyon izi yaşlarını beraber değerlendirerek iki evreli bir soğuma yanında sıyrılma ile ilişkili yüzeyleme modeli önermişlerdir. Erken soğuma döneminde Gördes ve Çine ast-masiflerinin yaklaşık 25 My aralığında yüzeye yakın bir sıcaklığa geldiği ve Orta Masif'te ise MÇK'nin Pliyosen'den itibaren düşük açılı faylanma mekanizması ile gerçekleşen bir sıyrılma üstü havza gelişimi ile sonuçlandığı savunulmuştur. Fakat bu çalışmalarda, soğuma yaşları ile belirlenen hipotetik olarak kurulmuş jeolojik örgü, saha verileri ile desteklenememektedir. Bu bağlamda, gerek GAG gerek BMG'deki Miyosen yaşlı çökellerin depolandığı havzaların hangi evrede, geometride ve tektonik modelde oluşmuş olabileceği tam olarak açıklanamamıştır. Lips vd. (2001) BMSF'nin, yarı sünümlü bir ortama ait yapısal bir ögenin sığ koşullarda yeniden normal fay olarak çalıştığını belirterek, GAG'de söz konusu düşük açılı normal faylanma ile ilişkili deformasyon yapılarından elde edilen beyaz

mikayı $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle 7 ± 1 My olarak tarihlendirmiş ve yüzeyleme mekanizmasının çok evreli olabileceğine işaret etmiştir. Özellikle son yıllarda Menderes Masifi'nde Buscher vd. (2013), Rossetti vd. (2017) ve Wölfler vd. (2017) tarafından yapılan titanit, zirkon ve apatit gibi mineraller üzerinden elde edilen yaşlar ise $29,0 \pm 1,9$ ile $0,8 \pm 0,2$ My arasında değişen oldukça geniş bir yaş aralığı sunmaktadır (Şekil 14b). Bu yaş verilerinde, nispeten alındıkları kaya litolojisi ve lokasyonları farklı olsada, apatitlerin (genelde 5 My ve daha genç) zirkonlardan (genelde 5 – 25 My arası) daha geç yaşlar sunduğu görülmekle beraber bu ilişki yüzeyleme mekanizmasıyla da uyumludur. GAG özelinde yapılmış Asti vd. (2018)'in sunduğu detritik apatitlerden yapılan füzyon izi yaşları da, stratigrafik istifte uyumlu bir şekilde Oligosen sonundan itibaren en az üç evreli bir yüzeyleme mekanizmasına işaret etmektedir. Son dönemde BMG'de yapılmış Nilius vd. (2019), zirkon/apatit füzyon izi ve U-Th/He yaşlarına dayanarak, genişlemenin erken Miyosen'de başladığını, Miyosen-Pliyosen de düşük açılı normal faylanma evresi ile devam ettiğini, yüksek açılı faylanma evresinin ise Kuvaterner'den itibaren oluştuğunu belirtir. Bütün kronolojik yaş verileri değerlendirildiğinde, Eosen sonu – Oligosen ortası sıkışma evresi, üst Oligosen - erken Miyosen'de genişleme ile ilişkili yapıların oluşumuyla devam etmiş ve erken – orta Miyosen'den itibaren granitoid yerleşimleri (Salihli ve Turgutlu granitoidleri) bu genişlemeye eşlik etmiştir. Bu genişleme, hızını Pliyosen sonu Pleyistosen başı gibi arttırmış ve Masif'in hızlı yükselimini sağlamıştır. Özellikle Şekil 14b'de birleştirilen ve literatürdeki 2,5 My ve sonrası U-Th/He ve füzyon izi yaşları da bu hızlı yükselmeyi desteklemektedir. Bu kronolojik evreler Şekil 14b'de turuncu renkte sıkışma, mavi renkte genişleme ve gri renkte genişlemenin hızlandığı seviyelerle gösterilmiştir. Jeolojik olaylarla ilişkili olan bu renklerin anlamları, bu çalışma sonucunda elde edilen verilerle de tutarlıdır. Mavi kısım sıyrılma üstü havza evresini, gri kısım ise genişlemenin hızlanması ile geçilen

rift havza dönemini göstermektedir. Diğer yandan, literatürde hali hazırda sıyrılma üstü havza evresini denetleyen sıyrılma fayının, Candan vd. (1992)'nin haritaladığı eski bindirme sınırlarına karşılık geldiği de bilinmektedir. Lips vd. (2001) BMSF'yi Oligosen öncesi naplaşma sırasında gelişmiş olan eski bir ters fayın tekrar aktif hale gelmesi şeklinde yorumlar. Tüm bu bulgulara göre, BMG'deki düşük açılı fay düzleminin daha önce kuzeye doğru olan ve ters faylanma ile ilişkili hareketinin, daha sonra Miyosen'deki genişleme ile güneye doğru düşük açılı bir normal fay şeklinde çalışmış olma olasılığı da kuvvetle muhtemeldir. BMG içindeki Miyosen yaşlı formasyonlar Gürer vd. (2009) dışında daima genişleme temelli havzalarla ilişkilendirilmiştir (örn. Sözbilir ve Emre, 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1991 ve 1992; Seyitoğlu vd. 1992, Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit, 2015). Çifçi vd. (2011), Gürer vd. (2009)'un Miyosen yaşlı istifleri denetlediğini belirttiği ve transpresyonel karakterli K-G uzanımlı fayların Sözbilir ve Emre (1990)'da belirtilen genişleme kontrolünde gelişmiş olan transfer fayları olması gerektiğine vurgu yapar. Diğer yandan, arazi çalışmalarında haritalanan bu K-KD uzanımlı fayların, Anadolu levhasının saatin tersi yönündeki dönmesi (Rotstein, 1984; Kissel ve Laj, 1988; Oral vd. 1995; Reilinger vd. 1997; McClusky vd. 2000; Doglioni vd. 2002) ile ilişkili olabilecek bağdaştırma (accomodation) fayları ya da genişleme öncesi evredeki naplaşma döneminden kalıtsal yırtılma (tear) fayları olması ihtimali de göz ardı edilmemelidir. Özellikle grabenleri batıdan sınırlayan İzmir – Balıkesir Transfer Zonu içinde ve yakın çevresinde aynı fay düzlemi üzerinde farklı evrelere ait doğrultu atım ve eğim atımlı normal faylanmayı belgeleyen veriler olduğu bilinmektedir (örn. Dumot vd. 1981; Sözbilir, 2002; Sözbilir vd. 2011; Uzel vd. 2013, Sümer, 2015). Fakat, BMG içindeki gerek literatürde sunulan gerekse bu çalışmadaki veriler, Paket 1'den başlamak üzere havzadaki tüm birimlerin dolgu geometrileri ve geçirdikleri deformasyon tipi açısından doğrudan genişleme ürünü bir havzada çökeldiklerine işaret etmektedir. Diğer yandan, Alçıçek vd. (2007) ve Seyitoğlu ve



Şekil 14. (a) Sayısallaştırılmış 3 boyutlu dijital yükseklik modeli ile Batı Anadolu grabenlerinin enine jeoloji kesitinin birleştirilmiş görüntüsü. Kesitin oluşturulmasında, GAG için Sözbilir (1986); Çiftçi ve Bozkurt (2010), KMG için Erinç (1955); Bozkurt ve Rojay (2005); Rojay vd. (2005); Emre ve Sözbilir (2007), BMG için ise bu çalışmadaki veriler harmanlanarak kullanılmıştır. Tg: Turgutlu; Sg: Salihli, granitleri, Ba: Başova andeziti. Menderes Masifi içindeki nap paketlerinin sınırları ve isimleri Gessner vd. (2001b)'den alınmıştır. (b) Literatürde sunulmuş Menderes Masifin'in yüzeylemesine ilişkin jeokronolojik veriler. Turuncu renk granitoidlerin ilk kristalizasyon evresini, mavi olan bölüm genişlemenin başlangıcından itibaren gelişen sıyrıлма üstü havza evresini, koyu gri bölüm ise rift havzası evresine geçişi yansıtmaktadır.

Figure 14. (a) Combined view of geological section of the Western Anatolian grabens and 3D digital elevation model of the region compiled from Sözbilir (1986); Çiftçi and Bozkurt (2010) for GAG, Erinç (1955) and Bozkurt and Rojay (2005); Rojay et al. (2005); Emre and Sözbilir (2007) for KMG, and data from this study for BMG. Tg: Turgutlu (Tg) and Salihli (Sg) granites and Basova andesite (Ba). The tectonic contacts and names of nappe packages within the Menderes Massif are taken from Gessner et al. (2001b). (b) Geochronological data on the uplifting mechanism of the Menderes Massif are presented in the literature. Orange shows the first crystallization phase of the granitoids, blue reflects the supra-detachment basin phase that developed from the beginning of the extension, and dark-gray represents the transition phase to rift basin.

Işık (2015), çalışma alanındaki kaya topluluklarını BMG içindeki diğer jeolojik birimlerden ayrı tutarak, oluşumlarının Babadağ Fayı kontrolünde geliştiğini savunur. Alçıçek vd. (2007) MÇK ve sıyrıлма fayı ile ilişkili jeolojik evrim tartışmalarına girmeyerek bu çalışmanın da sınırlarını oluşturan alanda sıyrıлма fayı ile ilgili herhangi bir arazi verisi sunmamaktadır. Oysaki gerek yaş verileri gerekse tortul fasiyes özellikleri, çalışma alanında ayırtılmış Paket 1'in Sözbilir ve Emre (1990)'da tanımlanmış Hasköy Formasyonu ile benzer olduğunu göstermektedir. Hatta Şen ve Seyitoğlu (2009), aynı formasyonun yaşını erken-orta

Miyosen şeklinde revize etmiştir. Bu bağlamda, Seyitoğlu vd. (2004)'de önerilen erken Miyosen'de orta MÇK'nin başlangıcına karşılık gelen ve dolayısıyla BMSF kontrolünde gelişmiş olması gereken tortul istif bu alanda yüzlek veren Paket 1'e karşılık gelmektedir. Tarafımızca yapılan arazi gözlemlerine göre, Seyitoğlu ve Işık (2015)'te sunulan ve erken Miyosen'deki Batı Anadolu paleocoğrafyasını gösteren blok diyagramda bulunan Babadağ Fayı'nın erken Miyosen'deki aktivitesi ile ilgili herhangi bir veri gözlenmemiş, BMG'nin kuzeyine karşılık gelen alandaki çökel topluluğunun bu fay tarafından denetlendiğine dair bir stratigrafik/sedimentolojik ilişki saptanamamıştır. Yaptığımız çalışmada elde edilen stratigrafik ilişkiler, tortul geometrileri ve bunların graben içerisinde yanal yöndeki korelasyonları, Paket 1'in batıya doğru Sözbilir ve Emre (1990) ile Şen ve Seyitoğlu (2009)'da tanımlanmış Hasköy Formasyonu ile denestirilebileceğine ve doğrudan BMSF kontrolünde geliştiğine işaret eder. Diğer yandan, son yıllarda yapılan çalışmalarda en azından BMSF'nin erken Miyosen'de aktif olduğu kabul edilmektedir (örn. Hetzel vd. 2013; Koçyiğit, 2015; Seyitoğlu ve Işık, 2015; Wölfler vd. 2017). Bu veriler ile Ring vd. (2003)'ün yaklaşık 25 My aralığında masifin yüzeye yakın bir sıcaklığa geldiği bilgisi birleştirildiğinde, Batı Anadolu'da genişlemenin başlangıç yaşının Oligosen sonu olması gerektiği ortaya çıkmaktadır. Bu çalışmadaki arazi verileri de erken Miyosen'in sonundan itibaren Paket 1'in doğrudan BMSF kontrolünde geliştiğini göstermektedir. Dolayısıyla genişlemenin başlangıç yaşının daha erken bir dönemde olması mümkün görünmemektedir. Diğer yandan GAG ve BMG'de yapılmış stratigrafik, sedimentolojik, termokronolojik ve jeomorfolojik tabanlı çalışmalar yükselimin iki ya da daha çok evrede olduğuna işaret eder (örn. Lips vd. 2001; Purvis ve Robertson, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2010; Kent vd. 2016; Rossetti vd. 2017; Wölfler vd. 2017). Bu çalışmadaki gerek stratigrafik gerekse

yapısal jeolojik arazi verileri de benzer şekilde bu yöndedir. Arazide toplanan fay verilerinden elde edilen paleostres sonuçları, erken Miyosen'in sonundan itibaren günümüze genişlemanın KB ve KD ekseninde salındığını, halihazırda, en yaşlı (BMSF), orta yaşlı (GF) ve en genç (BS) yapısal elemanları için en küçük asal gerilmenin yatay düzlem üzerinde olduğu fay mekanizmalarıyla ilişkili oluştuğunu gösterir. Paket 1 ve Paket 2 arasındaki havza içi uyumsuzluk ise, dalan Afrika levhasındaki geri çekilme (roll-back) hızı ile doğru orantılı olarak, bölgenin orta Miyosen'de yükselim hızının göreceli olarak artması ve buna bağlı tortul girdinin fazlaşmasına bağlı gelişen bir jeolojik olayla ilişkili olmalıdır (Gessner vd. 2013; Brun vd. 2016; Uzel vd. 2017). Bu küresel ölçekte Shackleton ve Kennett (1975)'de ilk verileri ile ortaya konan ve sonradan "Orta Miyosen İklimsel Isınması (Middle Miocene Climatic Optimum)" (Zachos vd. 2001) olarak tanımlanan olayla bağlantılı gelişen ve Raymo ve Ruddiman (1992)'nin önerdiği orta Miyosen'de Alp-Himalaya kuşağındaki yükselim ve buna bağlı aşınımın hızının arttığı yönündeki görüşle paralel şekilde Batı Anadolu'yu da kapsayarak etkileyen jeolojik olaylarla ilişkili olmalıdır. Bu konu henüz ülkemizde çok az araştırmaya konu olsa da, gelecekte tartışılması ve çok disiplinli çalışmalar ile araştırılması gereken önemli bir jeolojik problemdir.

SONUÇLAR

BMG'nin en doğu sınırında yapılan arazi tabanlı jeolojik çalışmaların sonuçlarının daha iyi anlaşılması adına, bu çalışmada ve literatürde sunulmuş diğer jeolojik/jeokronolojik veriler yardımıyla genelleştirilmiş bir jeolojik kesit oluşturulmuş ve bu kesite dijital yükseklik modeli giydirilerek 3 boyutlu hale getirilmiştir (Şekil 14a). Bu jeolojik blok diyagram kesitin de ifade ettiği gibi;

- Çalışma alanında yüzlek veren Miyosen-Kuvaterner yaşlı istif, birbirlerinden uyumsuzluklarla ayrılan 4 ana paket altında değerlendirilmiştir. Bunlar yaşlıdan gence doğru; sıyrılma üstü havza istifini içeren alt-orta Miyosen yaşlı Paket 1, orta – üst Miyosen yaşlı Paket 2 ve rift havza istifini içeren Pliyo-Kuvaterner yaşlı Paket 3 ve 4'tür.
- Bölgedeki havza gelişimini ve deformasyonunu sağlayan yapısal elemanlar ise, yine yaşlıdan gence doğru; Miyosen yaşlı BMSF, Pliyo-Kuvaterner yaşlı GF ve en genç graben dolgusunu kesen Holosen yaşlı BMF Sistemi'nin en doğu bölümünü oluşturan Buharkent Segmenti'dir.
- Arazi gözlemleri ve kinematik analiz sonuçları, BMG kuzey kenarındaki yapısal elemanların düşük açıdan yüksek açılıya doğru ilerleyerek, havzanın gelişim yönüne paralel olarak güneye doğru yuvarlanan reze modeli (rolling-hinge) şeklinde gençleştiğini, havza oluşumunun da sıyrılma üstü havzadan rift havzasına doğru evrildiğini göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma kapsamında elde edilen fay verilerinin analizleri için kullanılan FaultKin 8 yazılımı için Rick Allmendinger ve yazılımın sağlandığı bağlantı için Cornell Üniversitesi'ne, makalenin çok dikkatli okumalarıyla bilimsel açıdan yükseltilmesini sağlayan Bora Rojay, Şule Gürboğa ve diğer hakeme teşekkürlerimizi sunarız. Ayrıca, yazarlar olarak yapılan arazi çalışmalarının bir bölümüne katılan Dokuz Eylül ve Utrecht Üniversitesi öğrencileri İsmail Duran, Emre Kırhan ve Jannah De Roos'a teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY




Western Anatolia, described as one of the best examples of a continental extensional region in

the world, has been subject to much geological research since the middle of the 19th century. Especially in the 1950-60s, geological studies accelerated after the horst-graben structures were defined in this region. Subsequently, in the middle of the 1980s, metamorphic core complex mechanisms were first adapted to the Cyclades island group and then to Western Anatolia. In this context, the Gediz Detachment Fault, one of the best examples of a low-angle detachment fault in the world, was propounded in geological maps during the 1990s, and thus studies on the crustal-scale extensional deformation and related structures of Western Anatolia became quite numerous. Nowadays, although this topic has lost some of its popularity, the subject of extension in Western Anatolia and its geodynamic processes is still an important geological issue in the scientific community. When we look at the published studies, the focus has often been on the Gediz-Alaşehir Graben in terms of both basin development and tectonics; on the other hand, research on the Büyük Menderes Graben is scarce.

In this study, new geological data and field observations along the eastern termination of the Büyük Menderes Graben are presented. Miocene-Quaternary successions exposed in the study area were evaluated under 4 main packages, which are separated from each other by angular and intra-basinal unconformities. These packages are, in chronological order from older to younger, the lower-middle Miocene (Package 1) and middle-upper Miocene (Package 2) together with supra-detachment basin-fill units; then packages 3 and 4 which comprise the rift basin sequence in Plio-Quaternary. Structural elements providing the basin formation and deformation in the region are defined as, from older to younger, the Büyük Menderes Detachment Fault in Miocene, the Gökdere Fault in Plio-Quaternary, and the Holocene Büyük Menderes Fault Zone that cuts and displays the youngest graben fill deposits.

Supra-detachment basins are characterized by (1) low-angle normal faults, (2) a thick and hot crust, (3) calc-alkaline volcanism, (4) coeval extensional granodioritic intrusions, (5) a back-arc volcanic environment, and (6) alluvial fan to braided fluvial and lacustrine sedimentary basin fill up to 2000 m in thickness. However, EW-orienting rift basins are represented by (1) high-angle normal faults, (2) a thin and cold crust, (3) alkaline-tholeiitic volcanism, (4) high-heat-flux (geothermal energy), and (5) dominant alluvial fan and meandering to braided fluvial basin-fill deposits. Field observations and kinematic analysis reveal that tectonic structures on the northern margin of the Büyük Menderes Graben evolved from low-angle to high-angle normal faulting, and rejuvenated south parallel to the basin propagation with a rolling-hinge model. Thus, the basin formation evolved from a supra-detachment type to a rift type.

ORCID

Ökmen Sümer  <https://orcid.org/0000-0003-3168-8728>
Hasan Sözbilir  <https://orcid.org/0000-0002-3777-4830>
Bora Uzel  <https://orcid.org/0000-0003-1703-5026>

DEĞİNİLEN BELGELER/ REFERENCES

- Akarsu, İ., 1969. Ege Bölgesinin (Babadağ ve civarı) jeolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 12 (1-2), 1-9.
- Akartuna, M. 1962. İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla bölgesi jeolojisi hakkında. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 59, 1-18.
- Akgün, F., Akyol, E., 1999. Palynostratigraphy of the coal-bearing Neogene deposits graben in Büyük Menderes Western Anatolia. Geobios, 32 (3), 367-383.
- Alçipek, H., Varol, B., Özkul, M., 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey. Sedimentary Geology, 202 (4), 596-637.
- Allmendinger, R.W., Gephardt, J.W., Marrett, R.A., 1989. Notes on fault slip analysis. Notes to the

- Geological Society of America short course on "Quantitative interpretation of joints and faults". Cornell University, Ithaca, New York, 56 s.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press, Cambridge, 302 s.
- Ambraseys, N.N. 1988. Engineering seismology: Part I. Earthquake engineering & structural dynamics, 17 (1), 1-50.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamandersi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş. Uysal, Ş., 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. Tectonophysics, 75 (3-4), T1-T9.
- Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. Tectonophysics, 86 (1-3), 159-196.
- Arpat, E., Bingöl, E., 1969. Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 73, 1-9.
- Asti, R., Malusà, M.G., Faccenna, C., 2018. Supradetachment basin evolution unravelled by detrital apatite fission track analysis: the Gediz Graben (Menderes Massif, Western Turkey). Basin Research, 30 (3), 502-521.
- Asti, R., Faccenna, C., Rossetti, F., Malusà, M.G., Gliozzi, E., Faranda, C., Lirer, F., Cosentino, D. 2019. The Gediz supradetachment system (SW Turkey): magmatism, tectonics, and sedimentation during crustal extension. Tectonics, 38 (4), 1414-1440.
- Berckhemer, H., 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: Proceedings of the International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split, Yugoslavia, 303-314.
- Bozcu, M., 2010. Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova region and their importance in Western Anatolia neotectonics. International Journal of Earth Sciences, 99 (4), 851-861.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, (Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Editörler: E. Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.). Geological Society, London, Special Publications 173, 385-403.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. Geodinamica Acta, 14 (1-3), 3-30.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. Journal of the Geological Society, 151 (2), 213-216.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1999. The structure of the Palaeozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the Main Menderes Metamorphism and its relation to the Lycian Nappes. Geodinamica Acta, 12 (1), 25-42.
- Bozkurt, E., Satır, M., 2000. The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history. Geological Journal, 35 (3-4), 285-296.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. Geological Magazine, 141 (1), 63-79.
- Bozkurt, E., Rojay, B., 2005. Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in Western Turkey: field evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. Geodinamica Acta, 18 (3-4), 299-316.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1993. Evidence against the core/cover interpretation of the southern sector of the Menderes Massif, west Turkey. Terra Nova, 5 (5), 445-451.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Ruffet, G., Rojay, B. 2008. Age and Chemistry of Miocene Volcanic Rocks from the Kiraz Basin of the Küçük Menderes Graben: Its Significance for the Extensional Tectonics of Southwestern Anatolia, Turkey. Geodinamica Acta, 21 (5-6), 239-257.
- Brun, J.P., Faccenna, C., Gueydan, F., Sokoutis, D., Philippon, M., Kydonakis, K., Gorini, C. 2016. The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. Canadian Journal of Earth Sciences, 53 (11), 1142-1157.
- Buscher, J.T., Hampel, A., Hetzel, R., Dunkl, I., Glotzbach, C., Struffert, A., Akal, C., Rätz, M., 2013. Quantifying rates of detachment faulting and erosion in the central Menderes Massif (western

- Turkey) by thermochronology and cosmogenic ¹⁰Be. *Journal of the Geological Society*, 170 (4), 669-683.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Kun, N., Akal, C., Koray, E., 1992. Aydın Dağları (Menderes Masifi) güney kesimindeki allohton metamorfik birimler. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 4 (1), 93-110.
- Catlos, E.J., Çemen, İ., 2005. Monazite ages and the evolution of the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (2), 204-217.
- Catlos, E.J., Baker, C., Sorensen, S.S., Çemen, İ., Hançer, M., 2010. Geochemistry, geochronology, and cathodoluminescence imagery of the Salihli and Turgutlu granites (central Menderes Massif, western Turkey): Implications for Aegean tectonics. *Tectonophysics*, 488 (1-4), 110-130.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152 (4), 629-638.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 10, 9-17.
- Çemen, İ., Catlos, E.J., Göğüş, O., Özerdem, C., Dilek, Y., Pavlides, S., 2006. Postcollisional extensional tectonics and exhumation of the Menderes massif in the Western Anatolia extended terrane, Turkey. *Geological Society of America, Special Papers*, 409, 353-379.
- Çifçi, G., Pamukçu, O., Çoruh, C., Çopur, S., Sözbilir, H., 2011. Shallow and deep structure of a supra-detachment basin based on geological, conventional deep seismic reflection sections and gravity data in the Büyük Menderes Graben, western Anatolia. *Surveys in Geophysics*, 32 (3), 271-290.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E., 2009. Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216 (3-4), 49-79.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E., 2010. Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22 (6), 846-873.
- Delaloye, M., Bingöl, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42 (3), 241-268.
- Demirel, V., Azıtepe A.M., Güven, A., 2011. Denizli-Buharkent KB-1 Sıcak Su Sondajı Kuyu Bitirme Raporu, MTA Rapor, No: 11461, Ankara, Türkiye.
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90 (1), 84-92.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187-197.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savascin, Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 169-183.
- Dora, Ö., 1976. Die Feldspäte als petrogenetischer indikator im Menderes Massiv/Westanatolien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 127 (3), 289-310.
- Duman, T.Y., Emre, Ö., Özalp, S., Elmacı, H., 2011. 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Aydın (NJ35-11) Paftası, Seri No:7, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, I.H., Letouzey, J., 1979. Güneybatı Anadolu'daki Grabenlerin Oluşumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 92, 7-17.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., 1981. Superposition des jeux sur une faille et succession des événements néotectoniques. L'exemple d'Éphese (Turquie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 22-24.
- Emre, T., Sözbilir, H., 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. In: Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın, G. Tarcan, (eds.). *Proceedings of International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, vol. 2, 73-93.
- Emre, T., Sözbilir, H., 2007. Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16 (4), 441-470.

- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., 2011. 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Denizli (NJ35-12) Paftası, Seri No:12, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F., 2013. Active fault map of Turkey with explanatory text. Publications of the Mineral Research and Exploration, Special Publication Series 30, Ankara.
- Erdoğan, B., Güngör, T., 2004. The problem of the core-cover boundary of the Menderes Masif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granite, Western Anatolia Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 13, 15-36.
- Erinç, S., 1955. Die morphologischen Entwicklungstadien der Küçük Menderes-Masse. Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, 2, 93-95.
- Evirgen, M.M., Ataman, G., 1982. Étude du métamorphisme de la zone centrale du Massif du Menderes. Isogrades, pressions et température. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24 (7), 309-319.
- Eyidoğan, H., Jackson, J., 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969–70 in western Turkey: Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 81 (3), 569-607.
- Gessner, K., Ring, U., Lackmann, W., Passchier, C.W., Güngör, T., 1998. Structure and crystal thickening of the Menderes massif, southwest Turkey, and consequences for large-scale correlations between Greece and Turkey. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 32 (1), 145-152.
- Gessner, K., Piazzolo, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A., Passchier, C.W., 2001a. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C.W., Güngör, T., 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29 (7), 611-614.
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S.N., 2013. What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana Research*, 24 (1), 243-274.
- Glodny, J., Hetzel, R., 2007. Precise U–Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geological Magazine*, 144 (2), 235-246.
- Göğüş, O., 2004. Geometry and tectonic significance of the Büyük Menderes detachment in the Başçayır area, Büyük Menderes graben, western Turkey Oklahoma State University, Yüksek Lisans tezi, 81 s.
- Gürer, Ö.F., Sarica-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E., Doğan, B., 2009. Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*, 146 (5), 652-673.
- Hamilton, W.J., Strickland, H. E., 1841. On the Geology of the Western Part of Asia Minor. *Transactions of the Geological Society of London*, 6, Second series, 1-39.
- Hancock, P.L., Barka, A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 573–584.
- Hanmer, S., Passchier, C.W., 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada Paper*, 90-17, 70 s.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152 (4), 639-654.
- Hetzel, R., Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133, 565-572.
- Hetzel, R., Zwingmann, H., Mulch, A., Gessner, K., Akal, C., Hampel, A., Güngör, T., Petschick, R., Mikes, T., Wedin, F., 2013. Spatiotemporal evolution of brittle normal faulting and fluid infiltration in detachment fault systems: A case study from the Menderes Massif, western Turkey. *Tectonics*, 32 (3), 364-376.

- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., van Dam, J.A., 2012. The Neogene Period, (The Geologic Time Scale, Editörler: Gradstein, F.M. Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G.). Elsevier, Oxford, 923-978.
- Hippolyte, J.C., Bergerat, F., Gordon, M.B., Bellier, O., Esput, N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 581, 144-162.
- İzdar, E., 1971. Introduction to geology and metamorphism of the Menderes massif of western Turkey. *Geology and history of Turkey. The Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, Libya*, 495-500.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, 93 (1), 45-73.
- Kaya, A., 2015. The effects of extensional structures on the heat transport mechanism: an example from the Ortakçı geothermal field (Büyük Menderes Graben, SW Turkey). *Journal of African Earth Sciences*, 108, 74-88.
- Kaymakçı, N., 2006. Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27 (2), 207-222.
- Kent, E., Boulton, S.J., Stewart, I.S., Whittaker, A.C., Alçiçek, M.C., 2016. Geomorphic and geological constraints on the active normal faulting of the Gediz (Alaşehir) Graben, Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 173 (4), 666-678.
- Kissel, C., Laj, C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146 (1-4), 183-201.
- Koçyiğit, A., Özacar, A., 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.
- Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156 (3), 605-616.
- Koçyiğit, A., 2015. An overview on the main stratigraphic and structural features of a geothermal area: the case of Nazilli-Buharkent section of the Büyük Menderes Graben, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3), 85-109.
- Konak, N., 2002. 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, (Şenel, M., (ed.)) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Konak, N., Şenel, M., 2002. 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası, (Şenel, M., (ed.)) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Koralay, O.E., Satir, M., Dora, O.Ö., 2001. Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 822-835.
- Koralay, E., Dora, O.Ö., Chen, F., Satir, M., Candan, O., 2004. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, eastern part of the Ödemiş-Kiraz submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13 (1), 37-61.
- Lips, A.L., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H., Wijbrans, J.R., 2001. Multistage exhumation of the Menderes massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 781-792.
- Loos, S., Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of the Geological Society*, 156 (5), 1021-1030.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Kastens, K., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3), 5695-5719.
- Nebert, K., 1958. Denizli Pliyosen teressübâtı ve bunların Batı Anadolu tatlı su Neojen stratigrafisi için ehemmiyeti. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 51, 7-19.
- Nilius, N.P., Glotzbach, C., Wölfler, A., Hampel, A., Dunkl, I., Akal, C., Heineke, C., Hetzel, R., 2019. Exhumation history of the Aydın range and the role of the Büyük Menderes detachment system during bivergent extension of the central Menderes Massif, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 176, 704-726.

- Ocakoğlu, F., Acıkalın, S., Özsayın, E., Dirik, R.K., 2014. Tectonosedimentary evolution of the Karacasu and Bozdoğan basins in the Central Menderes Massif, W Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 361-385.
- Okay, A.I., 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes massif. A new structural model. *International Journal of Earth Sciences*, 91 (1), 173-178.
- Oner, Z., Dilek, Y. 2011. Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (11-12), 2115-2141.
- Oppenheim, P., 1918. Das Neogen in Kleinasien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 70, 1-210.
- Oral, M.B, Reilinger, R.E., Toksöz, N.M., King, R.W., Barka, A., Kinik, İ., Lenk, O., 1995. Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 76 (2), 9-11.
- Özer, S., Sözbilir, S., 2003. Presence and tectonic significance of Cretaceous rudist species in the so-called Permo-Carboniferous Göktepe Formation, central Menderes metamorphic massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 397-404.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., 2013. 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.
- Passchier, C., Coelho, S., 2006. An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research*, 10 (1-2), 66-76.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9 (5-6), 597-608.
- Philippon, A., 1914. Reisen und Forschungen im Ewestlichen Kleinasien. Gotha: Justus Perthes, IV. Heft, Nr. 180, 107 s.
- Purvis, M., Robertson, A., 2004. A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W-trending Alaşehir Graben and the NE-SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey. *Tectonophysics*, 391 (1), 171-201.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359 (6391), 117-122.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 9983-9999.
- Ring, U., Gessner, K., Güngör, T., Passchier, C.W., 1999. The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean—do they really correlate?. *Journal of the Geological Society*, 156 (1), 3-6.
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Gessner, K., 2003. Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140 (4), 421-441.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C., Süzen, L., 2005. Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 317-331.
- Rossetti, F., Asti, R., Faccenna, C., Gerdes, A., Lucci, F., Theye, T., 2017. Magmatism and crustal extension: Constraining activation of the ductile shearing along the Gediz detachment, Menderes Massif (western Turkey). *Lithos*, 282, 145-162.
- Rotstein, Y., 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian block. *Tectonophysics*, 108 (1-2), 71-91.
- Saraç, G., 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları. Maden Tetkik Arama Müdürlüğü (MTA), Bilimsel Rapor 10609, 208 s.
- Sarıca, N., 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal*, 35, 1-24.
- Sarıca-Filoreau, N., 2002. Faunes de rongeurs néogènes et quaternaires des grabens d'Anatolie occidentale: Systematique, biochronologie et implications tectoniques. Doctoral dissertation, Paris, Muséum national d'histoire Naturelle. 346 s.

- Satir, M., Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. *Geologische Rundschau*, 75 (3), 703-714.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1992. The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129 (2), 239-242.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society*, 149 (4), 533-538.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ., Tekeli, O., 2000. Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 157 (6), 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139 (1), 15-26.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, İ., 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16 (6), 358-364.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Esat, K. 2014. A 3D model for the formation of turtleback surfaces: the Horzum Turtleback of western Turkey as a case study. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23 (5), 479-494.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., 2015. Batı Anadolu'da Geç Senozoyik Genişleme Tektoniği: Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeylemesi ve İlişkili Havza Oluşumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 151, 49-109.
- Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 29, 743-755.
- Sözbilir, H., 1986. Acıdere Mahallesi (Salihli-Manisa) çevresinin jeolojisi. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Lisans Bitirme Tezi*, 35 s.
- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10 (2), 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15 (5-6), 277-288.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 255-282.
- Sözbilir, H., Emre, T., 1990. Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben. *Proceedings of International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, 2, 314-322.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö., 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.
- Spratt, T., 1845. Observations on the Geology of the Southern Part of the Gulf of Smyrna and the Promontory of Karabournou. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 1 (1), 156-162.
- Sümer, Ö., 2015. Evidence for the reactivation of a pre-existing zone of weakness and its contributions to the evolution of the Küçük Menderes Graben: a study on the Ephesus Fault, Western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3), 130-154.
- Sümer, Ö., İnci, U., Sözbilir, H., 2013. Tectonic evolution of the Söke Basin: extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 148-175.
- Şen, S., Seyitoğlu, G., 2009. Magnetostratigraphy of early-middle Miocene deposits from east-west trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 311, 321-342.
- Sengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 136 (3), 269-282.

- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 28 (1), 575-589.
- Şengör, A.M.C., Satir, M., Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3 (7), 693-707.
- Şimşek, Ş., 1982. Denizli-Sarayköy-Buldan alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. İstanbul Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi yayın organı, 3 (1-2), 145-162.
- Taner, G., 1975. Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 85, 45-66.
- Taner, G., 2001. Denizli bölgesi Neojen'ine ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 21.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International, 106 (2), 433-490.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction, (The geodynamics of the Aegean and Anatolia, Editörler: Taymaz, T., Yılmaz, Y. Dilek, Y.). Geological Society, London, Special Publications 291, 1-16.
- Tchihatcheff, P. De., 1866-1869. Asie Mineure, Description Physique de cette contrée, Paléontologie, Librairie Théodore Morgand, Paris, 591 s.
- Tchihatcheff, P. De., 1869. Asie Mineure, Description Physique de cette contrée, Géologie, Quatrième partie, Librairie Théodore Morgand, Paris, 528 s.
- Uysallı, H., Keskin, B., 1971. Denizli Sarayköy Kızıldere Jeotermal Sahası KD-1, KD-2, TH-1, KD-1/A, KD-3, KD-4, KD-111, KD-6, KD-9, KD-12, KD-8, KD-7, KD-14 ve KD-15 Derin Jeotermik Enerji Sondajları Bitirme Raporu. MTA Rapor No: 4441, Ankara, Türkiye.
- Uzel, B., 2016. Field evidence for normal fault linkage and relay ramp evolution: the Kırkağaç Fault Zone, western Anatolia (Turkey). Geodinamica Acta, 28 (4), 311-327.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N., Langereis, C.G., 2013. Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). Journal of Geodynamics, 65, 94-116.
- Uzel, B., Sümer, Ö., Özkaptan, M., Özkaymak, Ç., Kuiper, K., Sözbilir, H., Kaymakçı, N., İnci, U., Langereis, C.G., 2017. Palaeomagnetic and geochronological evidence for a major middle Miocene unconformity in Söke Basin (western Anatolia) and its tectonic implications for the Aegean region. Journal of the Geological Society, 174 (4), 721-740.
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M., Şan, Ö., 1995. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. Türkiye Jeoloji Bülteni, 38, 75-80.
- Woodcock, N.H., 1987. Kinematics of strike-slip faulting, built Inlier, mid-Wales. Journal of Structural Geology, 9, 353-363.
- Wölfler, A., Glotzbach, C., Heineke, C., Nilius, N.P., Hetzel, R., Hampel, A., Akal, C., Dunkl, I., Christl, M., 2017. Late Cenozoic cooling history of the central Menderes Massif: Timing of the Büyük Menderes detachment and the relative contribution of normal faulting and erosion to rock exhumation. Tectonophysics, 717, 585-598.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?, (Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Editörler: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.). Geological Society, London, Special Publications 173 (1), 353-384.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292 (5517), 686-693.
- Zeschke, G., 1954. Der Simav-Graben und seine Gestein. Türkiye Jeoloji Bülteni, 5, 179-189.



**Biga Yarımadası'nda Sakarya Zonunun Prekambriyen Metamorfik Kayaları;
Geç Ediyakaran Gondwanaland Aktif Kıta Kenarı**
*Pre-Cambrian Metamorphic Rocks of the Sakarya Zone in the Biga Peninsula; Late Ediacaran
Gondwanaland Active Continental Margin*

Erdinç Yiğitbaş^{1*}, İsmail Onur Tunç²

¹Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çanakkale
²Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Ezine MYO, Mimarlık ve Şehir Planlama Bölümü,
Ezine, Çanakkale

• Geliş/Received: 09.07.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 06.03.2020 • Kabul/Accepted: 20.03.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.04.2020 • Baskı/Printed: 20.06.2020

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

Öz: Biga Yarımadası'nda Jura öncesi yaşlı metamorfik kayalar; metamorfizma derecesi, deformasyon nitelikleri ve gelişme ortamları bakımından birbirlerinden belirgin farklılıklar gösteren üç ana tektonostratigrafik birlik olarak değerlendirilebilir. Bunlar; 1) Kazdağ Birliği, 2) Kalabak Birliği, 3) Karakaya Birliği'dir. Kazdağ Birliği, Biga Yarımadası'nın görülür temelinde, Kazdağ Masifi'nin ileri derecede metamorfik çekirdek kayalarını oluşturur. Kalabak ve Karakaya birlikleri bu ileri derecede metamorfik temel üzerinde birer karma (kompozit) tektonik dilim olarak yer alır ve metamorfik masifin daha düşük dereceli dış zarflarını oluşturur.

Bu makalenin ana konusu olan Kalabak Birliği; Dedetepe Formasyonu, Sazak Formasyonu, Torasan Formasyonu ve tüm bu birimleri kesen Devoniyen yaşlı Çamlıca metagranodiyoritinden oluşmaktadır. Kazdağ Masifi'nde metamorfik çekirdeğin dış zarfı niteliğinde ve ayrıca Çamlıca, Karabiga ve Karadağ gibi bölgenin diğer metamorfik masiflerinde yüzeyleyen bu metamorfik kayaların litolojik, stratigrafik ve yapısal olarak büyük benzerlikler göstermesinin yanı sıra U-Pb zirkon yaşları da bunların birbirleriyle benzer olduklarını göstermektedir. U-Pb zirkon yaş tayini çalışmalarından elde edilen sonuçlara göre Kalabak Birliği'ne ait metasedimanter kayaların protolitlerinin maksimum çökeltme yaşları 557-582 My aralığındadır. Bunlarla birincil ilişkili metabazitlerden elde edilen protolit kristalizasyon yaşı ise 577 My'dir. Ayrıca bu metasedimanter kayalar içerisinde tektonik dilimler halinde bulunan eklojitlerin protolit kristalizasyon yaşı da 565 My'dir. Benzer protolit yaşlarına ek olarak, yaklaşık 300-340 My civarında gerçekleşmiş bir tektonotermal olayın izi de tüm örnekler için ortak bir jeolojik geçmişi ifade etmesi açısından önemlidir.

Kalabak Birliği'ne ait metavolkanik kayaların oluşum ortamı ve yaşı birbirleriyle tutarlı ve uyumlu jeotektonik ortamları temsil etmektedir. Bugünkü konumuyla görülür en altta yer alan Dedetepe Formasyonu bir dalma-batma melanjinini, Sazak Formasyonu bir aktif kıta kenarını ve Torasan Formasyonu ise bunlarla yaşıt bir çökel istifi temsil etmektedir. Bu jeotektonik ortamlar geç Prekambriyen-erken Paleozoyik döneminde Proto-Tetis okyanusu tabanındaki litosferik levhanın güneye, Gondwanaland kıtasının altına dalması esnasında oluşmuştur. Sakarya Zonu'nun bu en yaşlı kayaları, daha genç dönemlerde, bir arada buldukları kayalarla birlikte, tekrarlayan deformasyonlardan etkilenmişler ve bugünkü konumlarını kazanmışlardır.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, Gondwanaland aktif kıta kenarı, Pan-Afrikan Orojenezi, Sakarya Zonu

Abstract: *The pre-Jurassic metamorphic rocks of the Biga Peninsula can be evaluated as three main tectonostratigraphic units, which show significant differences from each other in terms of degree of metamorphism, deformation characteristics and tectonic settings. These are: 1) Kazdağ Unit, 2) Kalabak Unit, and 3) Karakaya Unit. The Kazdağ Unit forms the high-grade metamorphic core rocks of the Kazdağ Massif on the visible base of the Biga Peninsula. The Kalabak Unit and the Karakaya Unit are located on this high-grade metamorphic basement as composite tectonic slices and form the lower-grade metamorphic outer envelopes.*

The Kalabak Unit, which is the main subject of this paper, consists of the Dedetepe Formation, the Sazak Formation, the Torasan Formation, and Devonian Çamlık metagranodiorite, which cuts all these units. In addition to lithological, stratigraphic and structural similarities of these metamorphic rocks, which are the outer envelope of the metamorphic core in the Kazdağ Massif and also outcrop in other metamorphic massifs of the region such as Çamlıca, Karabiga and Karadağ, their U-Pb zircon ages also show that they can be correlated with each other. According to the results obtained from U-Pb zircon dating, the maximum sedimentation ages of the protoliths for the metasedimentary rocks of the Kalabak Unit are in the range of 557-582 Ma. The crystallization age of the protolith for the metabasites, which has primary relationship to these metasedimentary rocks, is 577 Ma. In addition, protolith crystallization age of the eclogites, which are tectonic slices in these metasedimentary rocks, is 565 Ma. In addition to similar protolith ages, the fingerprint of a tectonothermal event at about 300-340 Ma is important in terms of expressing a common geological history for all samples.

Formation environment and age of the metavolcanic rocks of the Kalabak Unit represent consistent and significant geotectonic environments. The Dedetepe Formation, which is at the bottom, represents a subduction mélangé, the Sazak Formation represents an active continental margin and the Torasan Formation represents a coeval sedimentary sequence. These geotectonic environments developed during the late Precambrian-early Paleozoic period while the Proto-Tethys oceanic crust subducted to the south, under the Gondwanaland continent. These oldest rocks of the Sakarya Zone, together with the rocks they were spatially associated with during younger periods, were affected by repetitive deformations which resulted in their present position.

Keywords: *Biga Peninsula, Gondwanaland active continental margin, Pan-African Orogeny, Sakarya Zone*

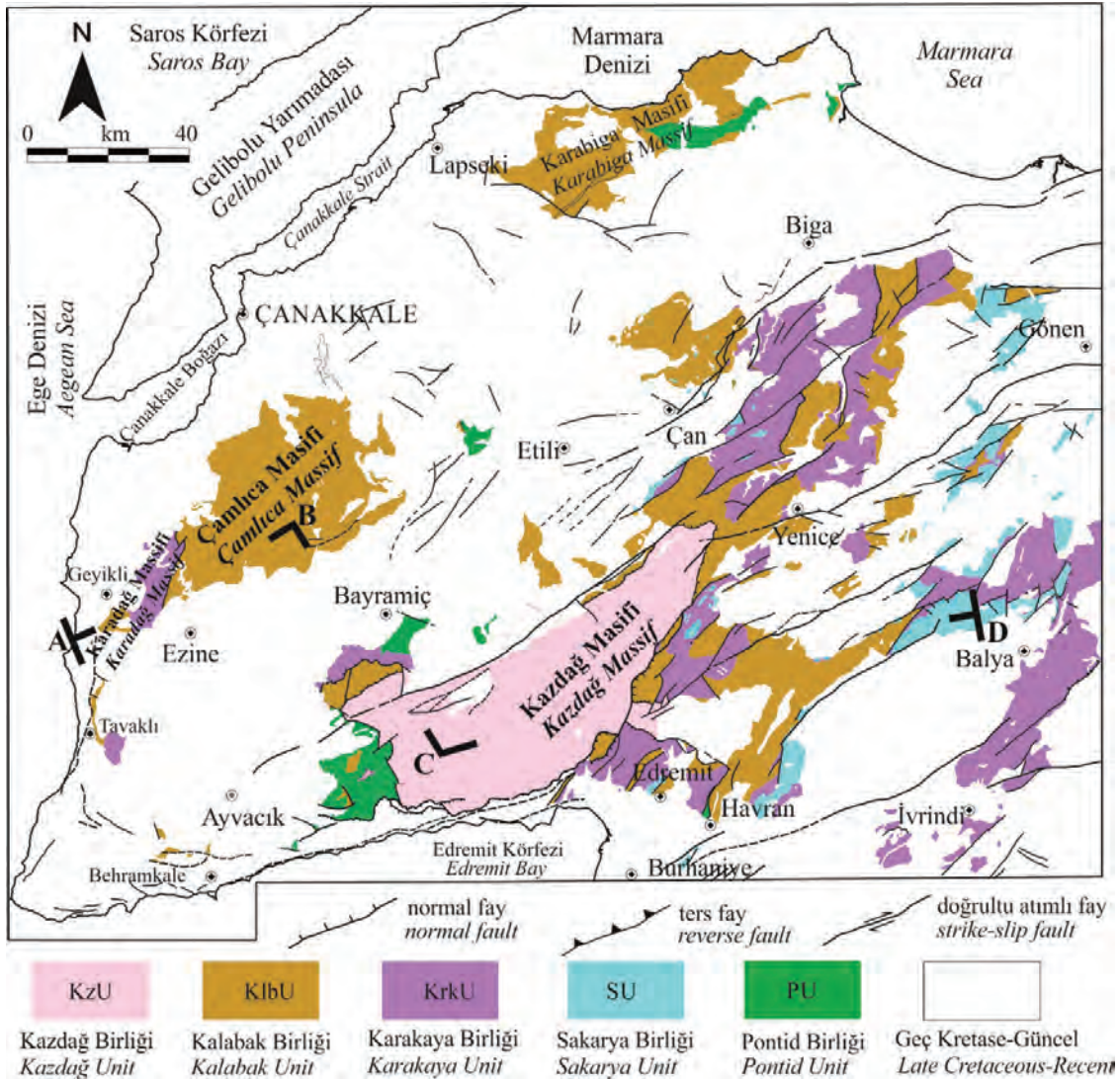
GİRİŞ

Biga Yarımadası; Sakarya Kıtası (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2019), Sakarya Zonu (Okay vd., 1991), Sakarya Kompozit Kuşağı (Göncüoğlu, 2010) gibi adlarla anılan Alpin tektonik kuşağın karma temel kayalarının en iyi görüldüğü alanlardandır. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaları konu edinen pek çok çalışma bulunmakla beraber (Beccaletto 2004; Beccaletto ve Jenny 2004; Yaltırak ve Okay 2004; Aygül vd., 2012; Aysal vd., 2012a ve b; Tunç vd., 2012), yarımada'nın tümünü kapsayan iki önemli çalışma Okay vd. (1991) ve Duru vd. (2012) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalara göre; Biga Yarımadası'nın jeolojisi genel hatlarıyla Kazdağ, Karadağ, Çamlıca, Karabiga masiflerinde mostra veren metamorfik temel kayaları ile bunları örten çökel ve volkanik kayalarla temsil edilmektedir (Şekil 1). Yarımada'nın kuzey-kuzeybatı

kesimlerindeki metamorfik ve ofiyolitik kayalar "Ezine Zonu", güneydeki Kazdağ Masifi ve onun örtüsü durumundaki kayalar ise "Sakarya Zonu" olarak adlandırılmıştır. İkisi arasında yer alan ve başlıca bloklu karmaşık topluluklar içeren bir kesim ise "Ayvacık-Karabiga Zonu" olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Ezine Zonu da, aradaki bir ofiyolit zonu (Denizgören ofiyoliti) ile kendi içinde batıda "Karadağ İstifi" ve doğuda "Çamlıca metamorfikleri" olarak ayrıca iki zona ayrılmıştır (Okay vd., 1991; Beccaletto ve Jenny, 2004). Bu haliyle birbirinden farklı kıtasal temeller ve aralarındaki kenet (ofiyolit/mélanj) zonlarını temsil ettiği düşünülen bu detaylı sınıflandırma her bir "zon"daki istifsel ve yapısal niteliklerin birbirinden bağımsız değerlendirilmesine neden olmuştur. Bu zon ayırdı, Duru vd. (2012) tarafından yapılan ayrıntılı haritama çalışmalarında da yansımaları bulmuştur. Nitekim

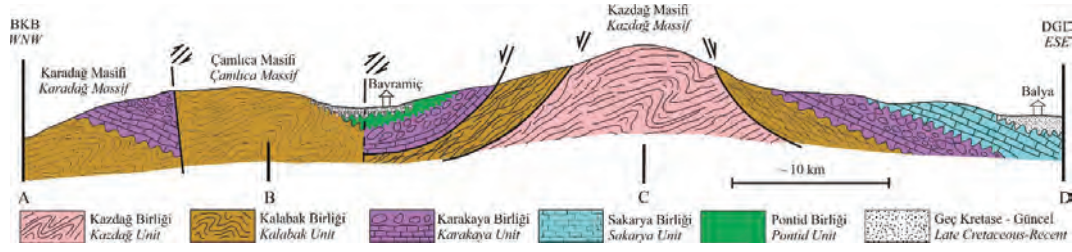
“Sakarya Zonu” olarak tanımlanan güney zonda metamorfik kayalarda yapılan ayrıntılı kaya-stratigrafi ayırıcısına dayalı haritalama, kuzeyde “Ezine Zonu” olarak tanımlanan kesimde yapılan ayrıntılarla karşılaştırılmamış, sonuçta adeta bir güney kuşak ve kuzey kuşak metamorfik zonları ile bunlar arasındaki bir “mélanj” kuşağından oluşan harita deseni ortaya çıkmıştır (Duru vd., 2012; MTA, 2012).

Bölgede bugüne kadar yapılan tüm çalışmaların üzerine, yapmış olduğumuz yeniden haritalama ve ayrıntılı saha çalışmaları; yukarıda sözü edilen “zon”ların stratigrafik olarak birbirleriyle önemli oranda karşılaştırılabilirliğini ve birbirlerinden de kenet kuşaklarıyla ayrıldığını, tektonostratigrafik bakımdan birbirlerinin devamı niteliğinde olduğunu ortaya koymuştur.



Şekil 1. Biga Yarımadası'ndaki tektonostratigrafik birliklerinin dağılımını gösteren jeoloji haritası (Temel harita Duru vd., 2012'den alınmış, kendi verilerimizle yenilenmiştir).

Figure 1. Geological map showing the tectonostratigraphic units in the Biga Peninsula (Base map modified after Duru et al., (2012) with our data).



Şekil 2. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik birliklerin tektonostratigrafik ilişkilerini gösterir genelleştirilmiş kompozit jeoloji enine kesiti. (Kesit, bir düzlem üzerinde ilişkileri gösterebilmek amacıyla sadeleştirilerek genelleştirilmiş olup bu nedenle Şekil 1'deki jeolojik harita üzerindeki kesit güzergâhındaki bazı ayrıntıları göstermemektedir).

Figure 2. Composite geological cross-section, showing the tectonostratigraphic relationships of the metamorphic units in the Biga Peninsula. (The cross-section is simplified and generalized in order to show the relations on a plane and therefore does not show some details of the section line on the geological map in Figure 1).

Bu makalede, söz konusu araştırmalarda elde edilen veri ve bunların metamorfik temele ait bazı sonuçları sunulmaktadır. Burada sunulan analitik veriler TÜBİTAK 110Y281 ve 115Y214 No'lu araştırma projesi sonuç raporlarında (Yiğitbaş vd., 2014; 2018a) bulunmaktadır. Makalenin hacmine sığamayacak büyüklükteki bu analitik verilere şu adreslerden ulaşılabilir;

<https://trdizin.gov.tr/publication/show/pdf/project/TVRnNU16azU=>
<https://trdizin.gov.tr/publication/show/pdf/project/TVRnNU5ESXk=>

Biga Yarımadası'nda tektonostratigrafik bakımdan istifin yapısal en alt düzeyleri Kazdağ Masifi'nde yüzeyler (Şekil 1 ve 2). Kazdağ Masifi, Biga Yarımadası'nın en güney kesiminde Edremit Körfezi kıyısından itibaren kuzeydoğu yönünde uzanmakta ve kuzeydoğuya dalımlı bir antiform oluşturmaktadır. Bu antiformun çekirdeğindeki ileri derecede metamorfik temel kayaları tipik bir gnays domu görünümündedir. Bu ileri derecede metamorfik çekirdek, daha zayıf dereceli metamorfik Geç Prekambriyen-Erken Paleozoyik birlik tarafından tektonik dokanakla örtülür (Tunç vd., 2012; Yiğitbaş vd., 2014). Kalabak Birliği olarak adlandırılan bu metamorfik kayalar da metamorfizma nitelikleri daha da düşük olan Permiyen ve/veya Triyas yaşlı Karakaya Birliği tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür (Şekil 1 ve 2).

Sadece metamorfizma derecesi ve deformasyon nitelikleri bakımından bile birbirlerinden ayrılabilen bu tektonostratigrafik birlikler bu araştırmanın sonunda üç birlik adı altında toplanmıştır. 1) Kazdağ Masifi'nin amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik çekirdeğini oluşturan ve bölgenin görülür tektonostratigrafik temelini teşkil eden **Kazdağ Birliği**, 2) Devoniyen yaşlı metagranodiyoritlerle kesilen, metaofiyolit dilim ve mercekleri içeren, yeşil-şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bir metavolkanik-metasedimenter istif **Kalabak Birliği**, 3) Tabanında Permiyen yaşlı bir karbonat istifi bulunan ve bunun üzerinde Permiyen blokları da içeren, düzenli ve karmaşık topluluklardan oluşan, çok değişken litolojik ve yapısal karaktere sahip Permiyen-Triyas yaşlı kalın volkanik-çökel **Karakaya Birliği**.

Bu makalede tarafımızdan (Yiğitbaş vd., 2018a ve b) Kalabak Birliği olarak tanımlanan tektonik birlik üzerinde durulacak, bu birliği oluşturan kayaların özellikleri ve bunların bölge jeolojik evrimi üzerindeki anlam ve önemleri tartışılacaktır.

TEKTONOSTRATİGRAFI

Kalabak Birliği

Kalabak Birliği bu çalışmada kullanıldığı anlam ve konumuna en yakın biçimde ilk kez Duru vd. (2012)

tarafından Kalabak Grubu olarak Sazak ve Torasan formasyonları ile Çamlık metagranodiyoritini kapsayacak şekilde tanıtmıştır. Bu makalede ise; a) Okay vd. (1991) tarafından Ezine Zonu içinde tanıtilan ve Üst Kretase (?) yaşı verilen Çamlıca Grubu ve eşdeğerleri ile b) Duru vd. (2012)'nin Geyikli Formasyonu da Kalabak Birliği içinde yer alan birimlerle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Bunun yanı sıra tektonik evrim sürecinde yaşamış oldukları ortaklık nedeniyle bölgedeki bazı metaofiyolitik kayalar da Kalabak Birliği içine dahil edilmiştir. Bu durumda; Biga Yarımadası'nda ilk kez bu araştırmada bir "tektonik birlik" olarak adlanarak tanıtilan Kalabak Birliği; 1) Dedetepe Formasyonu, 2) Sazak Formasyonu, 3) Torasan Formasyonu ve 4) Çamlık metagranodiyoriti olmak üzere dört jeolojik alt birimden oluşmaktadır. Aşağıda bu birimler ayrı ayrı tanıtilacaktır.

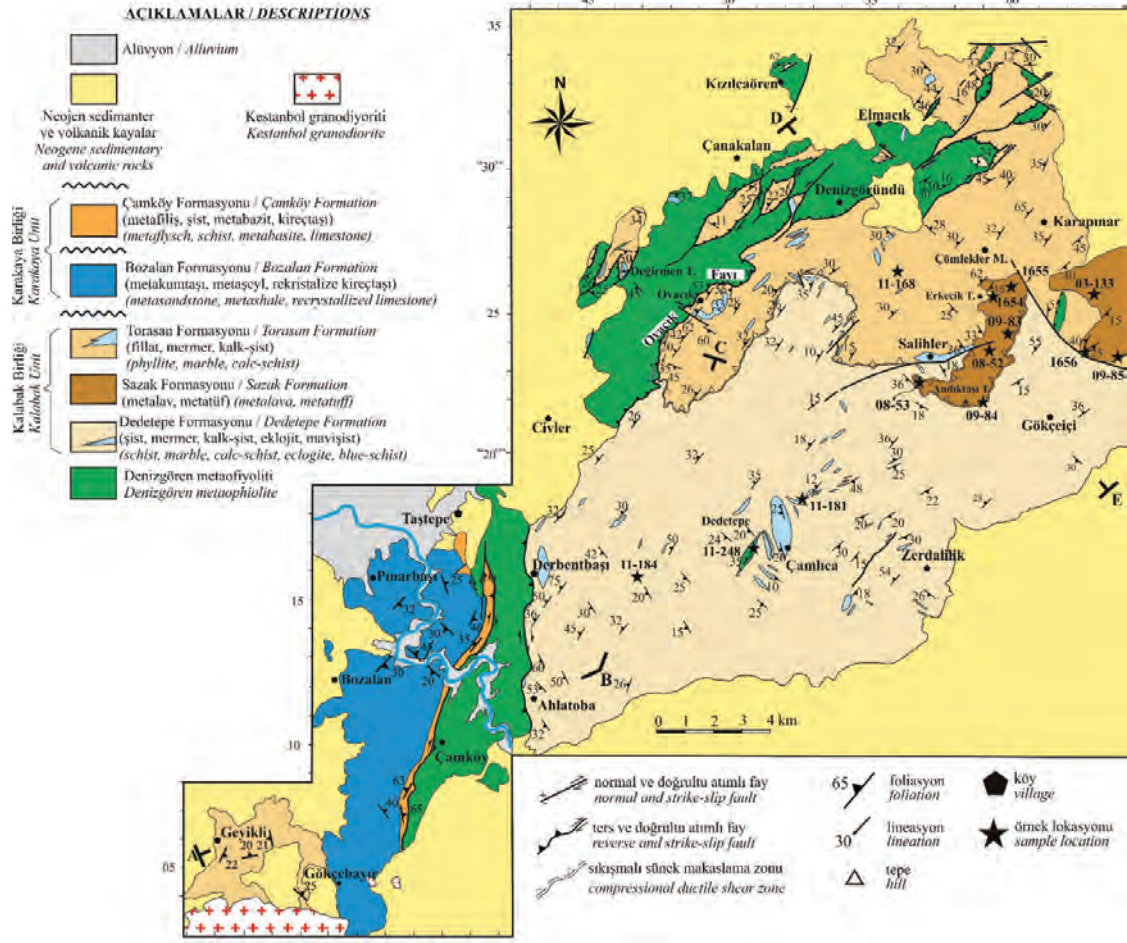
Dedetepe Formasyonu

Birim esas itibariyle metaofiyolit-mavişist-eklojit dilim ve mercekleri ile bunların matriksini oluşturan metapelitik şist, fillat, gnays, amfibolit ve daha az oranda mermerlerden oluşmaktadır. Tüm bu kayaçlar ileri derecede sünek-yarı kırılğan makaslama uğramış ve dilimlenmiş bir karmaşık görünümündedir.

Birimin en yaygın kayaçları tipik olarak gümüş gri, kahverengi, kirli beyaz, yeşilimsi kahve renkli, iyi foliasyon ve lineasyon gösteren muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, granat-epidot şist, mermer ve kalkışist ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Mercekler şeklinde gözlenen mermerlerin kalınlıkları genellikle 50-250 m arasında değişmektedir. Şistler; kuvars + muskovit + albit + granat + aktinolit + epidot + klorit ± zirkon ± sfen parajenezi içermektedir. Buradaki albit + epidot parajenezi orta basınç/orta sıcaklık yeşil-şist fasiyesini temsil etmektedir. Albit + epidot parajenezine granatın eklenmesiyle granat zonu koşullarının da geliştiği anlaşılmaktadır.

Dedetepe Formasyonu, Çamlıca masifinde Kalabak Birliği'nin en alt tektonostratigrafik birimini oluşturur. Birimin tabanı inceleme alanı ve yakın çevresinde görülmemektedir. Çamlıca masifinde Dedetepe Formasyonu üzerinde Sazak Formasyonu tektonik dokanakla yer almaktadır (Şekil 3 ve 4). Dokanak yer yer on metreyi aşan genişlikte bir makaslama zonudur. Bu zon içerisinde Sazak Formasyonu'nun metavolkanik kayaları ile Dedetepe Formasyonu'nun metabazit ve metapelitik kayaları birbirleriyle iç içe bir konum sergiler ve foliasyon düzlemlerine paralel uzanan mercek ve kamalar şeklinde birbiri içinde yer alır. Dokanak zonu daha sonraki kırılğan deformasyonlardan etkilenmiş olmakla birlikte kuzeye eğimli sünek-yarı kırılğan bir makaslama zonu niteliğindedir. Üzerinde bulunan Sazak ve Torasan formasyonlarına nazaran ileri derecede deformasyon geçirmiş, içerisinde eklojit, mavi şist metagabro-amfibolit tektonik mercekleri bulunan Dedetepe Formasyonu heterojen yapılı bir metamorfik melanj görünümündedir.

Çamlıca masifinde Dedetepe Formasyonu'ndan iki adet mikaşist (11-181 ve 11-184) ve bir adet eklojit örneği (11-248) Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb zirkon yöntemiyle tarihlendirilmiştir (Şekil 5A ve 5B; Tunç vd., 2012; Yiğitbaş vd., 2014). Mikaşist örneklerinden elde edilen sonuçlar üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi, konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst kesişim noktası (c. 567 My) protolitin çökelişi için bir maksimum yaşı işaret etmektedir. Alt kesişim noktası (c. 28 My) ise Biga Yarımadası'nda granitoid magmatizmasının eşlik ettiği geç Alpin orojenezi ile ilgili en son kurşun kaybını göstermektedir. Öte yandan daha önceki bir diğer kurşun kaybı dönemi de yaklaşık 300-340 My dolayında olmuştur (Şekil 5A). Dedetepe Formasyonu mikaşistlerinde kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen protolitin maksimum çökelleme yaşı ise 578 ± 7 My'dir (Şekil 5A).

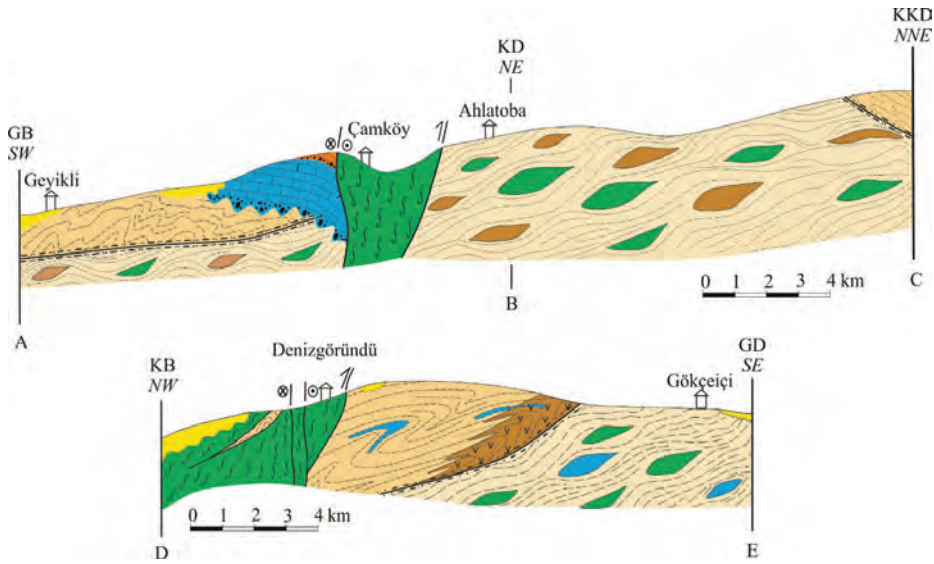


Şekil 3. Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası. Harita Okay vd. (1990), Beccaletto (2004), Şengün (2005), Duru vd. (2012)'den yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır.

Figure 3. Geological map of Çamlıca and Karadağ massifs. The map was modified after Okay et al. (1990); Beccaletto (2004); Şengün (2005) and Duru et al. (2012) by using our own field observations.

Eklojit örneğinden elde edilen sonuçlar da mikaşist örneklerinde olduğu gibi üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi, konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst keşişim noktası (c. 591 My) protolitin kristalizasyon yaşını gösterirken, alt keşişim noktası (c. 20 My) ise geç Alpin orojenezi ile ilgili en son kurşun kaybı olarak değerlendirilmiştir. Üçüncü önemli jeolojik olay ise yaklaşık 340 My dolayında olmuştur (Şekil 5B). Eklojitlerde kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen protolitin kristalizasyon yaşı ise 565 ± 9 My'dir. Bu yaş

Dedetepe Formasyonu eklojitlerinin oluşum yaşı olarak, mikaşistlerdeki 578 ± 7 My ise protolitin maksimum çökme yaşı olarak değerlendirilmiştir ve birbirleriyle uyumludur. Böylece geç Prekambriyen döneminde gelişmiş olan eklojitler, aynı dönemde bölgede gelişmekte olan bir yığılım karmaşığı içerisine yerleşmiş olmalıdır. Yaklaşık 340 milyon yıla karşılık gelen kurşun kaybı her iki kaya grubunda da belirgin şekilde görülmektedir. Bu durum; geç Prekambriyen'de biraraya gelmiş olan farklı kökendeki bu kayaların Variskan (?) tektonomagmatik olaylardan birlikte etkilendiklerini göstermektedir (Şekil 5A ve 5B).



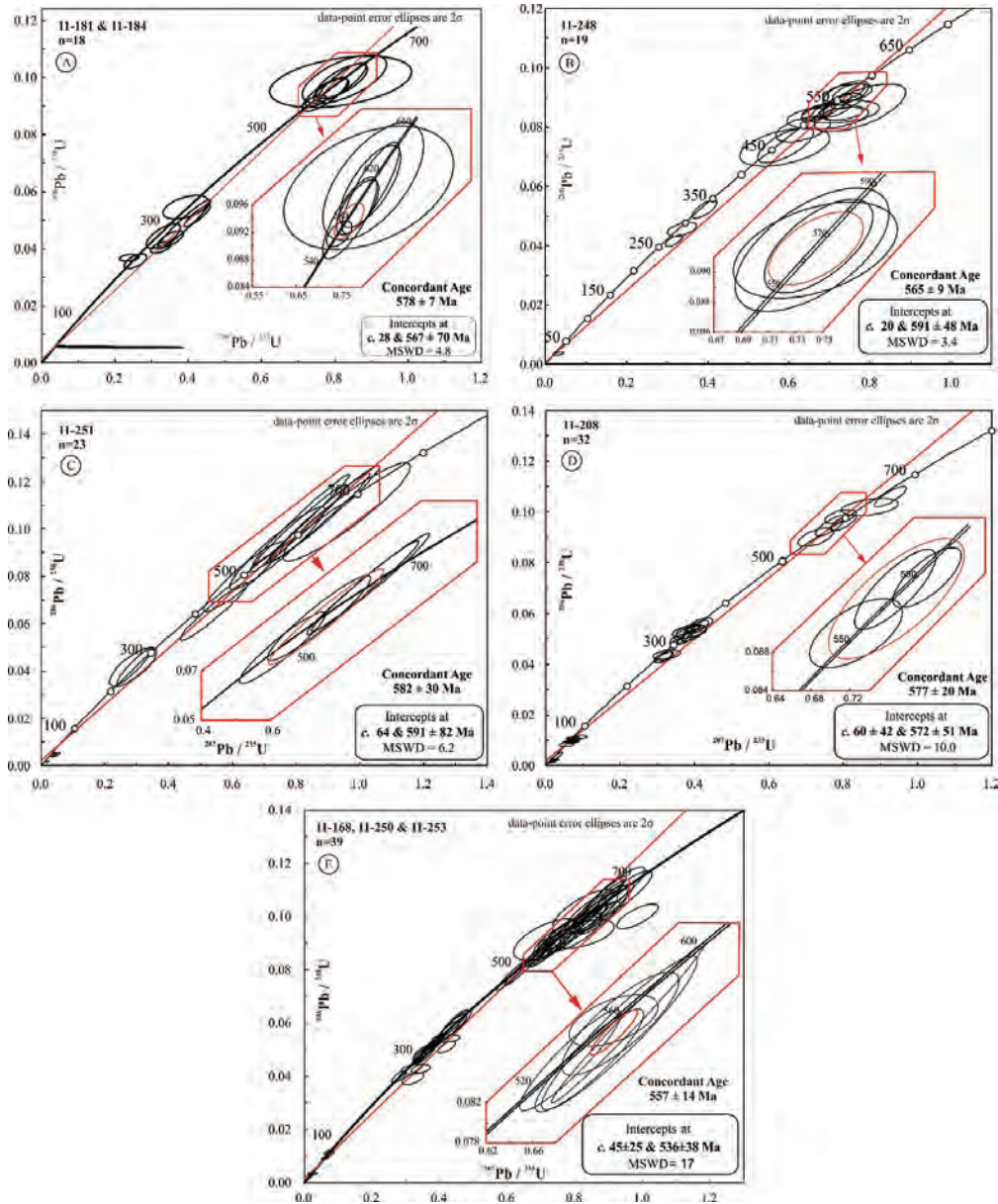
Şekil 4. Çamlıca ve Karadağ masiflerinde Kalabak Birliği'ne ait kayaçların ilişkilerini gösterir jeoloji enine kesiti. Açıklamalar için Şekil 3'e bakınız.

Figure 4. Geological cross-section, showing the relationships of the Kalabak Unit rocks in Çamlıca and Karadağ massifs. See Figure 3 for legend.

Sazak Formasyonu

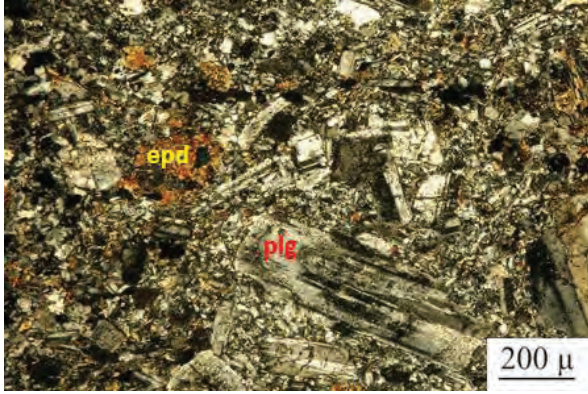
Sazak Formasyonu, ayrıışmış yüzeyde kahverengimsi sarı ve haki, taze kırık yüzeyde ise yeşilimsi kahve renklerde başlıca metatüf ve metavolkanik kayalardan oluşmaktadır. Metavolkaniklastik ve mermer arakatmanları da içerir. Birimin Biga Yarımadası'ndaki yüzeyleme dağılımı Torasan Formasyonu'nun dağılımı ile mekansal birliktelik göstermektedir. Sazak ve Torasan formasyonları çoğu zaman birbirleriyle birincil stratigrafik dokanaklı olarak, Kazdağ antiformununun KD uzanımı ve yapının GD kanadı boyunca birlikte yüzulemektedir (Duru vd., 2012). Tıpkı Torasan Formasyonu gibi Sazak Formasyonu'nun da Kazdağ antiformuna nazaran KB kanatta herhangi bir dağılımı bugüne kadar haritalanmış değildir. Oysa 110Y281 ve 115Y214 No'lu TUBİTAK projeleri kapsamında yapmış olduğumuz ayrıntılı saha çalışmalarında (Yiğitbaş vd., 2014; 2018a), Çamlıca Grubu (Okay vd., 1991) olarak haritalanan birimin bazı seviyelerinin Sazak Formasyonu ile litolojik ve jeokronolojik niteliklerinin bire bir benzerlik gösterdiği tespit edilmiştir.

Çamlıca masifinde Sazak Formasyonu makroskobik olarak düzensiz kırıklı, kötü yapraklanmalı ve masif bir yapı sunmaktadır. Birimde metamorfizma derecesine bağlı olarak volkanik kökeni yansıtan kalıntı porfirik dokusal özellikler gözlenmektedir (Şekil 6). Kayada foliasyon diğer birimlere nazaran daha zayıf gelişmiştir. Genellikle mat ve soluk görümlü olan bu metavolkanik kayalar, epidotça zengin kesimlerde ve alterasyondan korundukları alanlarda parlak fıstık yeşili renkte görünmektedir. Birimin yüzulemeleri KD-GB yönünde uzanım göstermekte olup Torasan Formasyonu'nun metapelitik birimleriyle uyumlu yapısal ve stratigrafik ilişkiler sunmaktadır. Bu ilişkinin en iyi görüldüğü yerlerden biri Salihler-Kuşçayıru yolunun 2,5. km' sinden (UTM 35S 0458950 E-4424512 N) kuzeye Çömlekler mahallesi istikametine sapan yolun Erkecik tepe dolayından geçtiği kesimlerdir. Yol kavşağından Erkecik tepeye kadar metavolkanik-metatüf kayaları egemen olarak yüzeyler. Ancak Erkecik tepeyi kuzeye doğru geçtikten sonraki ilk 1 km içinde, yolun iki tarafındaki araziye yüründüğünde metavolkanik kayaların yanal ve düşey yönde metapelit ve mermerlere geçtiği görülmektedir.



Şekil 5. Kalabak Birliği'ne ait birimlerden elde edilen U-Pb zirkon yaşları. **A)** Dedetepe Formasyonu mikaşist örnekleri, **B)** Dedetepe Formasyonu içerisindeki eklojit örneği, **C)** Karabiga masifindeki Sazak Formasyonu mikaşist örneği, **D)** Karabiga masifindeki Sazak Formasyonu metavolkanik örneği **E)** Çamlıca masifindeki Torasan Formasyonu mikaşist örnekleri. Tüm örnekler için U-Pb zirkon konkordiyası diyagramları birbirine benzer dağılım göstermektedir. Bu örneklerde iki önemli tektonotermal olayın (epizodik kurşun kaybı) izleri bulunmaktadır. Bunlardan biri yaklaşık 340-300 My (Variskan? veya Paleo-Tetis) diğeri ise yaklaşık 65-20 My (Alpin-geç Alpin)'dir.

Figure 5. U-Pb zircon ages from the Kalabak Unit. **A)** micaschist samples from the Dedetepe Formation, **B)** eclogite sample in the Dedetepe Formation, **C)** micaschist sample from the Sazak Formation in the Karabiga massif, **D)** metavolcanic sample from the Sazak Formation in the Karabiga massif, **E)** micaschist samples from the Torasan Formation in the Çamlıca massif. The U-Pb zircon concordia diagrams from these samples show remarkably similar patterns. There are two major complex tectonothermal overprints (episodic lead loss events), at c. 340–300 Ma (Variscan? or Paleo-Tethyan) and c. 65–20 Ma (Alpine and late Alpine?), respectively.



Şekil 6. Çamlıca masifindeki Sazak Formasyonu'na ait metavolkanik kayalardaki kalıntı volkanik dokuyu gösterir mikrofoto (epd: epidot, plg: plajiyoklaz)

Figure 6. Microphoto showing the relict volcanic texture in a metavolcanic rock from the Sazak Formation in the Çamlıca massif (epd: epidote, plg: plagioclase)

Çamlıca masifinde Sazak Formasyonu'nun en yaygın litolojisini metalav ve metalavlar oluşturmaktadır. Metalavlardan alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerin mikroskop altında incelenmeleri sonucunda bunların genel mineral bileşimi albit + epidot + aktinolit + plajiyoklas + kuvars + klorit + kalsit ± ortoklas ± sfen ± zirkon olarak saptanmıştır. Düşük dereceli metamorfizmaya rağmen bu kayalarda mikroskop altında kalıntı volkanik doku yer yer gözlenmektedir (Şekil 6). Kalıntı volkanik doku içerisinde yaygın plajiyoklas fenokristalleri ve bunları saran yeniden kristallenme geçirmiş mikrokristalen bir matriks bulunmaktadır. Çamlıca masifinde Sazak Formasyonu'nun metavolkanik kayalarından alınan örneklerden bazılarında (örn. 1654 ve 1656 nolu örnekler) nadiren de olsa küçük kristaller halinde özşekilsiz ve dalgalı sönme gösteren kuvars ve düşük röliyefli, alterasyona rağmen halen tanınabilen ortoklas minerali görülmektedir. Nitekim bu alandan alınan metavolkanik kaya örneklerinin jeokimyasal nitelikleri de bunların bazalttan dasit/riyodasite değiştiğini göstermektedir (Şekil 8C).

Çamlıca masifinde Sazak Formasyonu Dedetepe Formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır (Şekil 3).

Karabiga masifinde Sazak Formasyonu Ayıtdere fayının güney blokunda geniş bir şekilde yüzelemektedir (Şekil 7). Bu alanda metavolkanik kayalar ayrılmış yüzeyde kahverengimsi sarı ve haki, taze yüzeyde ise yeşil renkli, ince-orta taneli ve kötü foliasyonlu olup bazı alanlarda morumsu gri renkte, ince taneli ve iyi foliasyonlu fillatlar ve mermerlerle ardalanmaktadır. Birim içerisinde çok sayıda makaslama düzlemleri ve milonit zonları gelişmiştir. Metavolkanik kayalar yer yer bu milonitik matriks içinde yüzen budinler halinde görülmektedir. Bu nedenle de birimin bazı mostraları önceki çalışmalarda "Çetmi melanji" içinde gösterilmiştir (Okay vd., 1990; Beccalotto, 2004; Aygül vd., 2012).

Petrografik incelemeler sonucunda metavolkaniklerin genel mineral bileşimleri albit + epidot + plajiyoklas + tremolit/aktinolit + zoisit + klorit ± kuvars ± sfen ± opak olarak saptanmıştır. Bu parajenez ve dokusal nitelikleri birimin yeşil-şist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir.

Karabiga masifinde Sazak Formasyonu'nun üzerine uyumsuz bir dokanakla Alt Kretase yaşlı Çetmi Grubu gelmektedir (Şekil 7; Yiğitbaş vd., 2009 a; b; 2014; Tunç vd., 2012).

Sazak Formasyonu'na ait metavolkanik kayalar kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri çoklu element diyagramında değerlendirildiğinde bu kayaçların ağır nadir toprak elementlerine (HREE) oranla, hafif nadir toprak elementlerince (LREE) zenginleştikleri görülür (Şekil 8A). (La/Y)_{cn} oranı 3,47 ile 8,63 arasındadır. Bu da hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmeyi ifade etmektedir. Eu anomalisi kayaçlarda başlıca plajiyoklas ile kontrol edilir. Bu yüzden kristallenme veya kayacın kısmi ergimesiyle ergiyikten plajiyoklasın ayrılması, sonuçta ergiyik içinde negatif Eu anomalisine

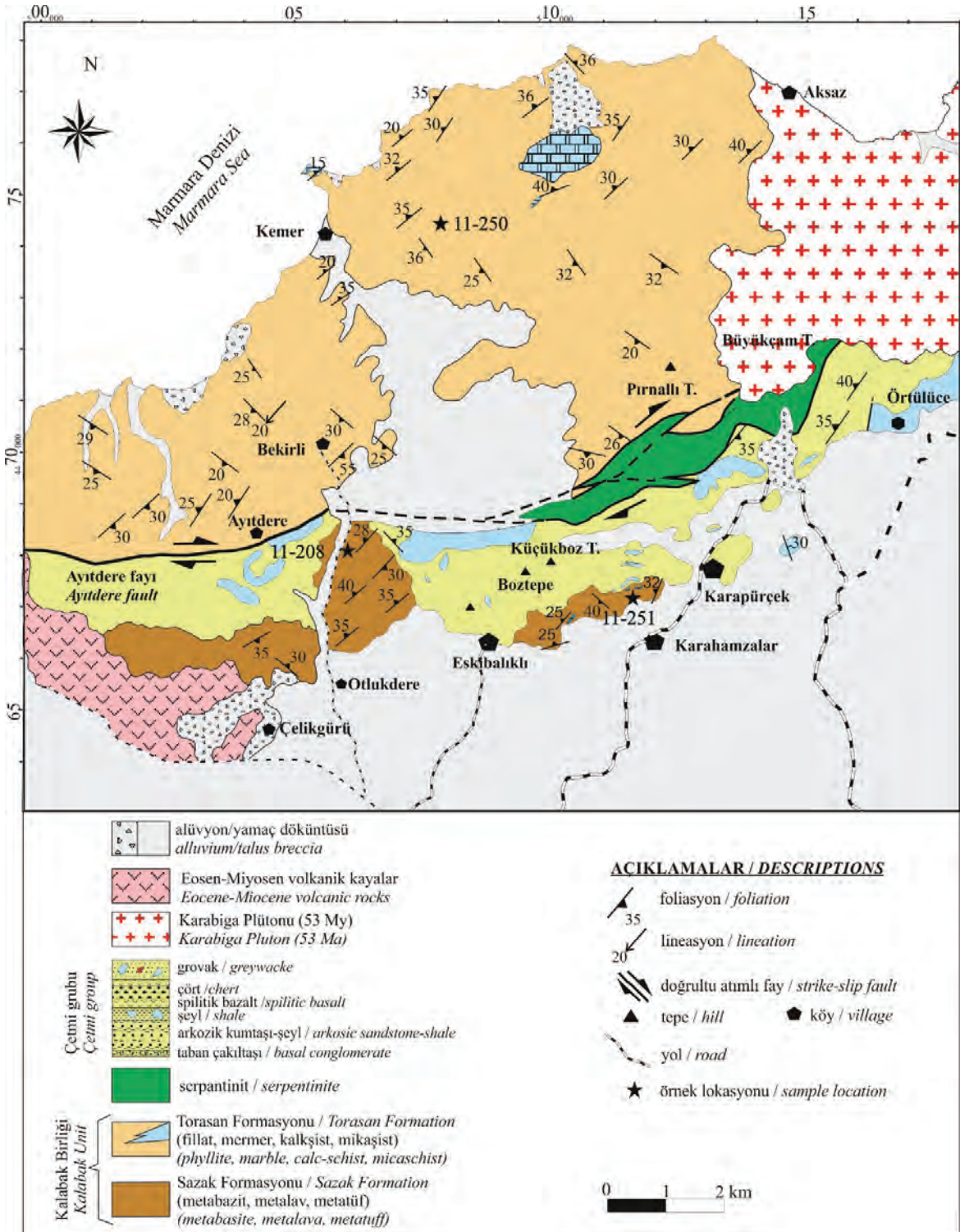
neden olur (Rollinson, 1993). İncelenen örneklerde Eu anomalileri bölgeden bölgeye ve örnekten örneğe değişkenlik göstermektedir. Karabiga masifinden alınan örneklerde Eu/Eu* oranı 0,96-1,01 arasında iken Çamlıca masifinden alınan örneklerde Eu/Eu* oranı 0,64-0,82 arasında değişmektedir. Bu genel desen içinde; Çamlıca ve Karabiga masiflerindeki örneklerde kondrite normalize REE desenlerinde Eu dışında bir paralellik görülür. Eu açısından, başka bir ifadeyle plajiyoklas farklılaşması bakımından bir gruplaşma göze çarpar. Çamlıca masifindeki metavolkanik kayalarda zayıf da olsa plajiyoklas ayrımlaşması gözlenirken 11-207 ve 11-205 nolu Karabiga masifindeki örneklerde bu durum söz konusu değildir.

Çamlıca ve Karabiga masiflerinden alınmış olan metavolkanik kaya örneklerinden elde edilen jeokimyasal veri MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 8B). Bu kayaların tamamında diyagramın sağ tarafındaki en az uyumsuz elementler (compatible elements) ve HFS (High-Field Strength) elementler MORB'a uyumlu bir desene sahipken, uyumsuz elementler (incompatible) ve LIL (Large Ion Lithophile) elementler bakımından belirgin bir zenginleşme görülmektedir. MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında tüm örneklerde ortak olan bu özellik yanı sıra Çamlıca masifinden alınan örneklerde negatif Nb, Zr, Hf ve Ti anomalileri dikkati çekmektedir. Nadir toprak elementlerindeki fraksiyonel farklılaşmayla birlikte Nb, Hf ve Zr elementlerindeki negatif anomaliler yakınsayan levha kenarı tektonik ortamını işaret etmektedir (Wilson, 1989; Gill, 2010; Yiğitbaş vd., 2004 ve oradaki referanslar). Karabiga masifinden alınan 11-207 ve 11-205 nolu örnekler ise MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında diğerlerinden farklı olarak Nb, Hf, Zr ve Ti negatif anomalileri göstermezler. Bu örneklerde de HREE'ler ve uyumlu elementler MORB değerlerine yakın; LREE'ler, uyumsuz LIL elementler ve uyumsuz elementler bakımından 8

ila 80 kat zenginleşme görülmektedir (Şekil 8B). Bu nitelikler bugün Atlantik'te Azor ve Pasifik tabanında bulunan Kohala alkali bazaltlarında olduğu gibi; levha içi okyanusal ada bazaltları için karakteristiktir (Wilson, 1989; Gill, 2010 ve bunlardaki referanslar).

Çamlıca masifinden alınan subalkalen nitelikli metavolkanit örneklerinde SiO₂'ye karşı Zr/TiO₂ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) tıpkı volkanik yay bazaltlarında olduğu gibi BADR (Bazalt-Andezit-Dasit-Riyolit) fraksiyonlaşması görülmektedir (Şekil 8C). Winchester ve Floyd (1977)'nin Zr/TiO₂'a karşı Nb/Y diyagramında ise Çamlıca masifinden alınan metavolkanit örnekleri subalkalen bazalt ile andezit alanında yer alırken Karabiga masifinden alınan örnekler bunlardan farklı olarak alkali bazalt alanında yer almaktadır (Şekil 8D).

Sazak Formasyonu'nun Çamlıca ve Karabiga masiflerindeki yüzleklerinden alınan metavolkanit örnekleri tektonik ayırım diyagramlarında da değerlendirilmişlerdir (Şekil 8E; Pearce, 1983 ve Wood, 1980). Bu amaçla kullanılan diyagramlar mümkün olduğunca alterasyon ve metamorfizma esnasında hareketli olmayan elementlerden seçilmiştir. Bilindiği gibi Na, K, Ca, Ba, Rb, Sr ve LREE'ler bu anlamda hareketli elementlerdir ve tektonomagmatik ayırım amaçlı olarak kullanıldıklarında beklenen yararı sağlamazlar. Bu yüzden de klasik olarak ve yaygınca kullanılan alkali-silika vb. diyagramların kullanılmasına itibar edilmemiştir. Bunun yerine nispeten daha hareketsiz olan Fe, Ti, Ni, Cr, V, Zr, Nb, Ta ve Hf gibi hareketsiz elementler tercih edilmiştir. Dalma-batma ile ilişkili bazaltlar için iz elementlerin iki değişkenli diyagramlarda kıyaslanması; magma petrojenezinde manto bileşenlerinin dalma ile ilişkili bileşenlerden ayrılmasında oldukça yararlı olarak kullanılmaktadır (Pearce, 1982). Şekil 8E'de Sazak Formasyonu'nun metavolkanik kayaları Th/Yb'a karşı Ta/Yb ikili diyagramında (Pearce, 1983) değerlendirilmişlerdir.



Şekil 7. Karabiga masifinde Kalabak Birliği'ne ait birimlerin dağılımını ve ilişkilerini gösterir jeoloji haritası.

Figure 7. Geological map of Kalabak Unit rocks in the Karabiga massif, showing the distributions and the relationships.

Bu diyagramın her iki ekseninde de Yb paydada yer almaktadır. Bu durum; kısmi ergime ve kristal ayrışması işlemlerine baēlı olarak meydana gelen deēişimleri büyük oranda ortadan kaldırma yönünde etki yapar. Böylece kaynak bileşimine odaklanma imkanı sağlar (Pearce 1982; 1983). Manto zenginleşmeleri Ta ve Th üzerine eşit olarak etki yaptıklarından; bu diyagramda; okyanus ortası sırt bazaltları ve kirlenmeye uğramamış levha içi bazaltlar iyi belirlenmiş sabit eğimli bir bant içine düşer. Buna karşılık ada yayı ve aktif kıta kenarı bazaltları yüksek Th/Yb oranlarına baēlı olarak farklı bir dağılım sunar. Çünkü dalma-batma zonu akışkanları Th'da önemli bir zenginleşme yaratır (Pearce 1982; 1983; Wilson, 1989 ve oradaki referanslar). Bu durum ikili deēişken diyagramında dalma-batma ilişkili kayaların dağılım alanında toleyitik, kalkalkalen ve şoşonitik ayırımına da izin vermektedir. Sazak Formasyonu metavolkaniklerinden alınan tüm örnekler bu diyagramda değerlendirildiğinde bunlardan Çamlıca masifindeki önemli oranda kalkalkalen nitelikli aktif kıta kenarı alanına, Karabiga masifinden alınan iki örnek ise zenginleşmiş manto kaynaēı ile aktif kıta kenarı alanının sınırına düşmektedir. Bu durum çoklu element (Şekil 8A ve B) ve jeokimyasal adlama diyagramlarında (Şekil 8C ve D) belirlediğimiz iki grupta volkanizma gelişimi tespitini desteklemektedir.

Öte yandan bu kayalar Hf/3-Th-Ta üçlü tektonik ayırım diyagramında (Şekil 8F; Wood, 1980) değerlendirildiğinde; Sazak Formasyonu'na ait metavolkanitlerin Çamlıca masifindeki örneklerinin kalk-alkalen bazalt alanına, Karabiga masifindeki örneklerinin ise levha içi bazalt alanına düşükleri ve iki ayrı grup oluşturdukları görülmektedir.

Sazak Formasyonu'nun metavolkanik kayalarından (11-208) ve bunlar arasındaki mikaşistlerden (11-251) birer örnek LA-ICP-MS, U-Pb zirkon yöntemiyle tarihlendirilmiştir (Şekil 5C ve 5D; Tunç vd., 2012; Yiēitbaş vd., 2014). Mikaşist örneklerinden elde edilen sonuçlar

konkordiya diyagramında üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi, konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst kesişim noktası (c. 591 My) protolitin çökeli mi için bir maksimum yaşı işaret etmektedir. Alt kesişim noktası (c. 64 My) ise Alpin orojenezi ile ilgili en son kurşun kaybını göstermektedir. Bir diēer kurşun kaybı dönemi de yaklaşık 300 My dolayında olmuştur (Şekil 5C). Sazak Formasyonu mikaşistlerinde kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen protolitin maksimum çökelle me yaş ise 582 ± 30 My'dır (Şekil 5C).

Metavolkanik örnekten elde edilen sonuçlar da mikaşist örneklerinde olduēu gibi üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir (Şekil 5D). Bunlardan üst kesişim noktası (c. 572 My) protolitin kristalizasyon yaşını gösterirken, alt kesişim noktası (c. 60 My) ise Alpin orojenezi ile ilgili en son kurşun kaybı olarak değerlendirilmiştir. Üçüncü önemli jeolojik olay ise yaklaşık 340 My dolayındadır. Metavolkanik örnekte kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen protolitin kristalizasyon yaşı ise 577 ± 20 My'dır (Şekil 5D). Bu yaş bir yandan Sazak Formasyonu mikaşistlerine ait protolitin maksimum çökelle me yaşı ile ve diēer taraftan Dedetepe Formasyonu'na ait mikaşistlerden ve eklojitlerden alınan yaşlarla uyumludur. Yaklaşık 340 milyon yıla karşılık gelen ve kurşun kaybı ile kendini gösteren tektonotermal etki hem Sazak Formasyonu'nun mikaşist ve metavolkaniklerinde ve hem de Dedetepe Formasyonu'na ait tüm birimlerde ortak bir özellik olarak görülmektedir.

Torasan Formasyonu

Torasan Formasyonu adı da tıpkı Sazak Formasyonu gibi; bu çalışmada kullanıldığı anlam ve konumuna en yakın manada ilk kez Duru vd. (2012) tarafından kullanılmıştır. Ancak bu birim daha önce Okay vd. (1990) tarafından çok farklı anlamda; Karakaya kompleksi içindeki bir

tektonik ünite olarak “Torasan metamorfikleri” adı ile tanımlanmıştır. Birimin sadece Havran-Edremit arasındaki yüzeylemeleri ise yine Okay vd. (1990) tarafından Kalabak Formasyonu adı altında ve “Karakaya öncesi birim” olarak tanımlanmıştır.

Torasan Formasyonu, başlıca çoklu deformasyona uğramış, karakteristik gümüşü gri renkli mikaşist, fillat ve kuvars mikaşistlerden oluşur. Birim içerisinde metapelitik-metasedimenter kayalarla yanal ve düşey geçişi izlenebilen, yer yer koyu gri ve yer yer de beyaz renkli, iyi tabakalanmalı mermerler bulunmaktadır. Birimin özellikle Sazak Formasyonu'na yakın alanlardaki yüzleklerindeki fillatlar daha çok kahvemsi sarımsı renklerde olup yine kahvemsi sarı renkli metabazit ve metatüf aradüzeyleleri ve mercekleri içermektedir.

Birimin en ilginç özelliklerinden biri de içerisinde metre mertebesinde haritalanabilir büyüklüklere kadar değişen boyut ve kalınlıklarda metaofiyolit dilimleri içermesidir. Bunlar genellikle serpantinitle temsil edilmekte, yanı sıra metagabro-amfibolit mercekleri de görülmektedir. Bu ofiyolitik kayaların haritalanabilir boyutta olan yüzlekleri önceki çalışmalarda Denizgören (meta) ofiyoliti adı altında tanımlanmıştır (Okay vd., 1990; 1991; Beccalotto, 2004; Duru vd., 2012).

Çamlıca masifinde Torasan Formasyonu fillat, mermer ve kalkşist aralanmasından oluşmaktadır. Arazide uzaktan yeşil, gri, kirlili sarı renklerde görünümü olan bu formasyon ince taneli ve belirgin foliasyona sahiptir. Foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu olup 25-30° ile KB' ya eğimlidir. Klorit fillat ve mikaşistlerle birlikte bulunan mermerler değişik kalınlıklarda mercekler şeklindedir.

Çamlıca masifinde Torasan Formasyonu'na ait birimlerde kuvars + muskovit + klorit + epidot + kalsitten oluşan bir mineral parajenezi

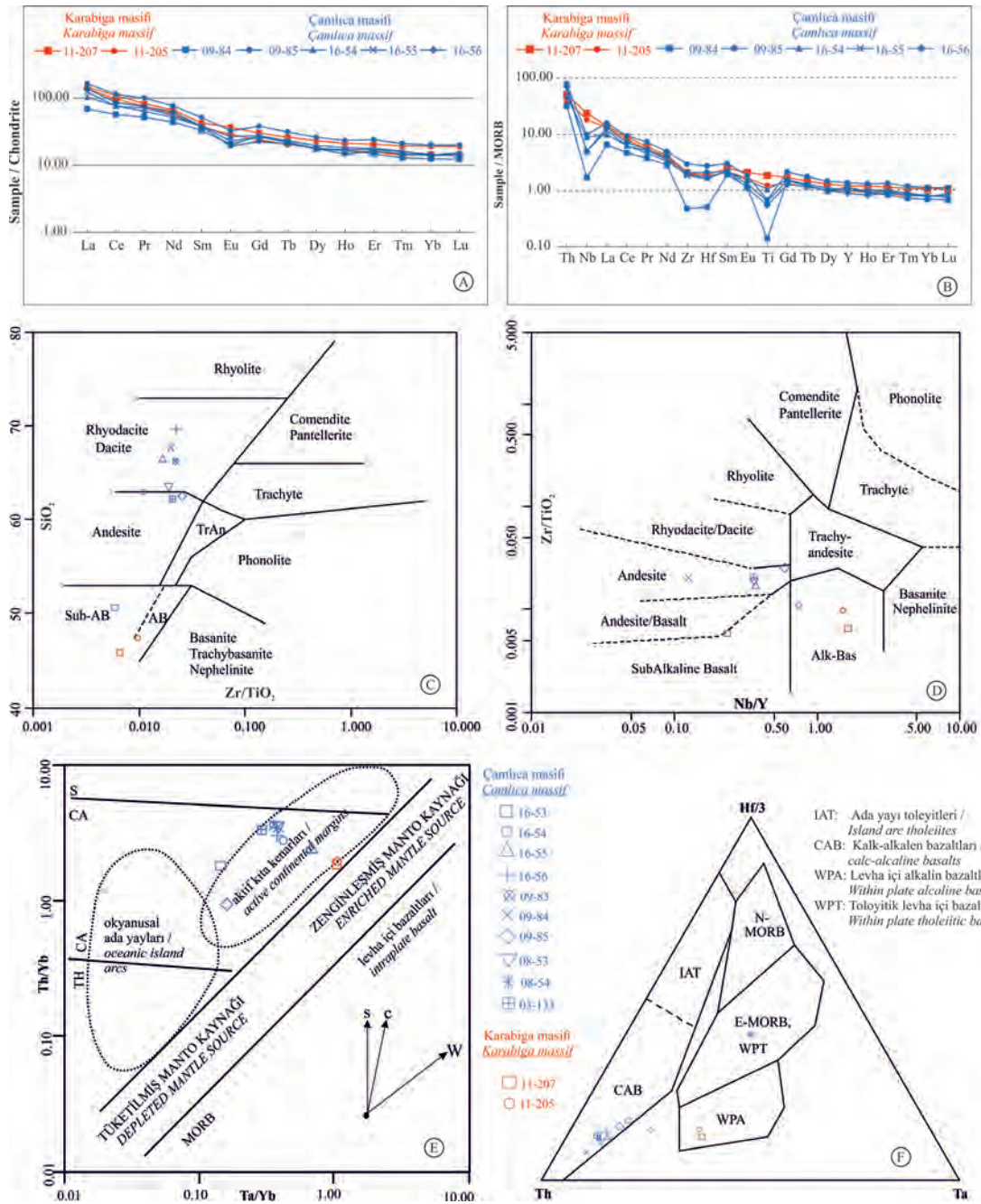
tespit edilmiştir. Buna göre bu alanda birimin metamorfizması yeşil-şist fasiyesi klorit zonuyla başlamakta ve epidotun ortaya çıkmasıyla da biyotit zonu koşullarına geçmektedir.

Torasan Formasyonu, Çamlıca masifinin kuzey ve kuzeybatısında metaofiyolitik kayalarla yaygınca dilimlenmiştir (Şekil 3 ve 4). Ayrıca daha kuzeybatıda Nusretiye (UTM 35S 0494500 E-4361400 N) ve Dumanlı (UTM 35S 0491100 E-4357050 N) köyleri arasındaki alanda şistlerin içerisinde KB-GD uzanımlı serpantinitle dilimleri bulunmaktadır. Bunların boyutları yer yer 500 metre genişlik ve 2 km uzunluğa kadar erişebilmektedir (Şekil 9).

Biga Yarımadası'nın en batı kesimlerinde; Geyikli-Behramkale arasındaki alanda da Torasan Formasyonu karakteristik gümüşü renkli metapelitik şist ve mermerlerden oluşur (Şekil 1). Yer yer serpantinitle ve metagabro-amfibolitlerle değişik boyutlarda dilimlenmiştir. Birim çoklu deformasyona ve yeşil-şist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır.

Bazı çalışmalarda (örn. Okay vd. 1990; b; Beccalotto ve Jenny, 2004) bu birim; Permiyen yaşlı karbonatların altında yer alan ve bu karbonatlarla dereceli geçişli olan düşük dereceli metamorfik fillat ve mikaşistlerle birlikte değerlendirilmiş ve haritalanmıştır. Böylece; bir açısız uyumsuzluğun iki tarafındaki benzer nitelikli metapelitik kayalar yanlışlıkla aynı formasyon içinde haritalanmış ve değerlendirilmiştir.

Birime ait litolojiler Geyikli beldesi ve çevresinde Kestanbol granitoidinin batısında Akçakeçili ve Tavaklı köyleri arasında ve güneyde Kulfa köyü civarında Tersiyer birimlerinin altından ayrı ayrı küçük yüzleklerde görülürler ve böylece birim yarımada'nın en güneybatı kesimlerine, Ayvacık dolaylarına kadar izlenebilir (Şekil 1).



Şekil 8. Sazak Formasyonu metavolkanik kayalarının jeokimyasal karakterini gösterir **A)** Kondrite göre normalize edilmiş REE ve **B)** MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramları, **C)** Zr/TiO₂ ye karşı SiO₂ (Winchester ve Floyd, 1977) ve **D)** Nb/Y ye karşı Zr/TiO₂ (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırma diyagramları, **E)** Ta/Yb ye karşı Th/Yb (Pearce, 1983) ve **F)** Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) tektonik ayırım diyagramları.

Figure 8. Diagrams, showing the geochemical character of metavolcanic rocks from the Sazak Formation, **A)** Chondrite normalized REE and **B)** MORB normalized multi-element diagrams, **C)** Zr/TiO₂ vs. SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) and **D)** Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) classification diagrams, **E)** Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983) and **F)** Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) tectonic discrimination diagrams.

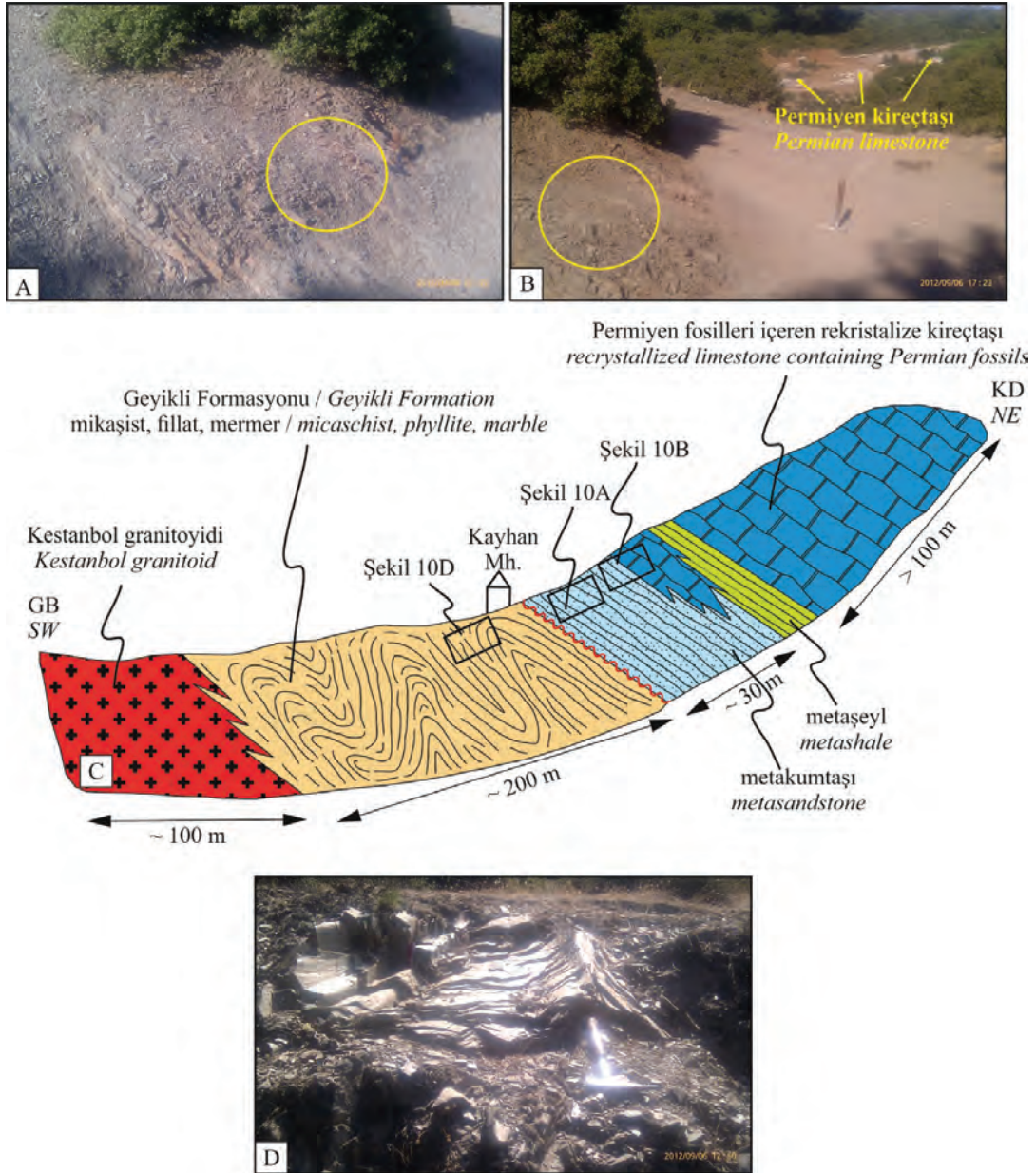
beyaz renkli, kalın katmanlı; şist ve fillatlar ise karakteristik gümüş grisi renkli ve çok iyi yapraklıdır. Şist ve fillatlar çoklu deformasyona maruz kalmış olup serpantinlerle metre mertebesinden birkaç on metre mertebesine kadar dilimlenmişlerdir. Bu yüzlekler, ofiyolitik kayalar içermesi nedeniyle önceki çalışmalarda (Temel ve Çiftçi 2002; Kesgin ve Varol, 2003; Dönmez vd., 2008; Akçay vd., 2008) ve 1/500.000 ve 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası paftalarında “Denizgören ofiyoliti”, “Çetmi melanji” vb. birimler olarak gösterilmiştir. Oysa bu alanlardaki birimleri oluşturan litolojiler Çamlıca masifindeki ve Geyikli dolaylarındaki Torasan Formasyonu’na çok benzer niteliklere sahiptir. Bu nedenle Bozcaada’daki bu yüzlekler de Torasan Formasyonu’nun batı devamı olarak değerlendirilmelidirler.

Ayrı ayrı yüzlelerde yapılan gözlemler sonucunda Torasan Formasyonu’nun genel nitelikleri şöyle özetlenebilir: Grimsi-mor, gümüşü renkli metakumtaşı, metakonglomera, fillat, kuvars-mikaşist, açık yeşil kalkşist, beyaz mermer ve kuvarsitler birimin tipik litolojileridir. Bu birimlerin geçirdikleri metamorfizmaya rağmen yer yer ilksel sedimenter özellikleri korunabilmiştir. Birim içerisinde özellikle karbonat ara düzeylerinin bulunduğu kesimlerde tabakalanma farkedilebilmektedir. Birim başlıca kalsit-kuvars-muskovit şist, kuvars-muskovit şist, kuvars-mika şist, kalkşist, kuvars-muskovit mermer bileşenlerinden oluşmaktadır. Birim içerisinde çoklu deformasyona bağlı sık ve çeşitli yönde ve türde kıvrımlanma gelişmiş olup doğal olarak foliasyon konumlarında sık değişimler görülmektedir. Tıpkı Çamlıca ve Karabiga masiflerinde olduğu gibi yarımadanın pek çok yerindeki ve Bozcaada’daki yüzleklerinde birimin serpantinlerle dilimlendiği yerler (Çamdere ve Bozcaada gibi) vardır. Birim Kayhan mahallesi çevresinde açıkça görüldüğü gibi Permiyen kireçtaşlarının tabanındaki kırıntılı seviye

tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 1 ve 10).

Bazı çalışmalarda; üzerindeki Permiyen yaşlı karbonatlarla uyumlu görüldüğünden birime Permiyen yaşlar uygulanmıştır (Okay vd. 1990; Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny 2004). Öte yandan Duru vd. (2012) ise Geyikli Formasyonu ile üzerindeki karbonat istifini birbirinden ayırarak araya uyumsuz dokanak koymuşlardır. Duru vd (2012), mikaşist düzeylerindeki muskovitlerden 531 ± 86 My Rb/Sr radyometrik yaşı elde ederek birimin erken Kambriyen’de metamorfizma geçirdiğini ve yaşının ise erken Kambriyen veya Prekambriyen olması gerektiğini ileri sürmüşler, ancak tek bir örnekten elde edilen bu yaşın başka örneklerde de teyid edilmesi gerektiğini ifade etmişlerdir. Bu çalışmada da bu düzeylerden benzer yaşlar elde edilmiştir (Şekil 5E).

Torasan Formasyonu, Edremit ile Bandırma arasındaki alanda Çamlık metagranodiyoritleri tarafından kesilmektedir. Her ne kadar Kalabak ve Fazlıca köyleri arasındaki alanda bu iki birimin birincil dokanağı tektonik olarak bozulmuş olsa da Çamlık metagranodiyoritinin yüzelediği Fazlıca, Tarlabası, Kocaseyit köyleri ve dolaylarında metagranodiyoritler içinde Torasan Formasyonu’na ait anklavlar bulunmaktadır. Ayrıca bu alandan daha kuzeyde Kırcaoba köyüne kadarki yaklaşık 15 km boyunca bu iki birim arasındaki sınır oldukça düzensiz, girintili çıkıntılı ve birbirleriyle giriftir ve dokanakta kontak metamorfizma zonu gelişmiştir. Kontak metamorfizmaya rağmen; her iki birimde gelişmiş olan metamorfik foliasyonun bu dokanak boyunca birinden diğerine kesiksiz devam ettiği, birbirinin devamı olduğu görülebilmektedir. Bu nedenle Torasan Formasyonu ve Çamlık metagranodiyoritinin intrüzif dokanakla bir araya gelmelerinden sonra birlikte metamorfizmaya uğradıkları anlaşılmaktadır. Bu ilişki çok daha kuzey-kuzeydoğuda Bandırma dolaylarına kadar saha gözlemlerimizle takip edilmiştir (Yiğitbaş vd., 2018a; Aysal vd., 2012a ve b).



Şekil 10. A) Kayhan mahallesi dolayında temel metamorfik kayalar üzerine açılal uyumsuzlukla gelen zayıf metamorfik metakumtaşı düzeyinin yakından görünüşü, B) Bu metakumtaşlarının üstte doğru Permian yaşlı fosilli rekrystalize kireçtaşlarına geçtiği lokasyona bakış, C) Kayhan mahallesi civarında temel kayaları ile bunlar üzerine gelen düşük dereceli metamorfik kırıntılı kayaların ilişkisini gösterir skeç kesit, D) Kayhan mahallesi dolayında iyi foliasyonlu, polifaz deformasyona maruz kalmış şist ve fillatların mostra görünümü.

Figure 10. A) A close-up view of the low-grade metamorphic metakumtaşı level, overlying the basement metamorphic rocks with an angular unconformity around the Kayhan neighborhood, B) Overview of the location where these metakumtaşı pass upwards into Permian fossilized recrystallized limestones, C) Sketch cross-section showing the relationship between the basement rocks and the overlying low-grade metamorphic clastic rocks around the Kayhan neighborhood, D) Outcrop view of well-foliated and polyphase deformed schist and phyllites around the Kayhan neighborhood.

Torasan Formasyonu'nun Karadağ, Çamlıca ve Karabiga masiflerindeki yüzleklerinden alınan mikaşist örneklerinden LA-ICP-MS, U-Pb zirkon yaş tayini yapılmıştır. Mikaşist örneklerinden elde edilen sonuçlar üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir (Şekil 5E). Diskordiya çizgisi, konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst kesişim noktası (c. 536 My) protolitin çökelişi için bir maksimum yaşı işaret etmektedir. Alt kesişim noktası (c. 45 My) ise geç Alpin orojenezi ile ilgili en son kurşun kaybını göstermektedir. Öte yandan daha önceki bir diğer kurşun kaybı dönemi de yaklaşık 340 My dolayında olmuştur. Torasan Formasyonu mikaşistlerinde kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen protolitin maksimum çökme yaşı ise 557 ± 14 My'dır (Şekil 5E).

Çamlık metagranodiyoriti

Birim başlıca yeşil-şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bir granit, granodiyorit topluluğundan oluşur. Daha önceleri Bingöl vd. (1975), Krushensky vd. (1980), Gümüş (1964), Aslaner (1965) tarafından da çeşitli biçimlerde tanımlanmış olmakla birlikte ilk kez Havran kuzeyindeki yüzleklerden Çamlık metagranodiyoritleri olarak Okay vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır.

Birimin en geniş yüzeylemesi Havran kuzeyindeki Fazlıca-Kocaseyit köyleri dolayından daha kuzeybatıdaki Kırıklar köyüne kadarki yaklaşık 25 km boyunca görülür. Bir diğer yüzeyleme ise Eybek dağı kuzey eteklerinde 4×5 km boyutlarındadır. Gerek litolojik nitelikleri ve gerekse sokulum ilişkisi içinde olduğu metamorfik Torasan Formasyonu ile mekansal birlikteliği bakımından Çamlık metagranodiyoritinin eşdeğeri yüzlekler daha kuzeydoğuda Torasan köyü kuzeyinde, Camialan köyü dolaylarında ve Karacabey kuzeyinde de bulunmaktadır. Nitekim bu değişik yüzleklerden; 399 ± 13 My (Okay vd.,

1996), 389 ± 2 My ve 401 ± 4.8 My (Aysal vd., 2012a), 393.8 ± 2.7 My- 395.9 ± 4.09 My (Sunal, 2012) ve 400.3 ± 1.4 My (Aysal vd., 2012b) gibi birbiriyle uyumlu yaşlar elde edilmiştir. Dolayısıyla literatürde Çamlık metagranodiyoriti, Yolindi metagranodiyoriti, Karacabey metagraniti, vb. adlarla anılan ve Kalabak Birliği kayalarıyla mekansal ilişkili metamorfik granitik kayalar benzer yaş ve tektonik anlama sahiptirler. Birim Kocaseyit (Çamlık) köyü güneyinde (UTM 35S 0515864 E-4384330 N) Triyas yaşlı taban çakıltaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Çamlık metagranodiyoriti bölgesel jeolojinin anlaşılması bakımından kritik öneme sahip bir birimdir. Çünkü; 1) yaşı Triyas ya da geç Paleozoyik olarak kabul edilen (Okay vd., 1990; Duru vd., 2012) birimleri kestiğinden bu birimlerin üst yaşının erken Devoniyen ile sınırlanmasını sağlamıştır. 2) Biga Yarımadası'nda metamorfik tektonostratigrafinin Kazdağ Birliği'ne nazaran daha üst birimi olan Kalabak Birliği'ni kesmesine rağmen bunun altında tektonik dokanakla yer alan ileri derecede metamorfik çekirdek kayalarını (Kazdağ Birliği) kesmemektedir. Bu da; Kazdağ Birliği kayalarının bölgeye yerleşmesinin ve hatta protolit yaşının daha genç olmasını gerektirmektedir (Yiğitbaş vd., 2018a; Yiğitbaş vd., hazırlanmakta).

TARTIŞMA

Bu makalede tanıtıldığı biçimiyle Kalabak Birliği; 1) Dedetepe Formasyonu, 2) Sazak Formasyonu, 3) Torasan Formasyonu ve 4) Çamlık metagranodiyoriti birimlerinden oluşmaktadır. Bu birimlerden Sazak ve Torasan formasyonları ile Çamlık metagranodiyoriti Kazdağ antiformunun güneydoğu ve doğu kesimlerinde haritalanmış birimlerdir (Duru vd., 2012; Aysal vd., 2012a ve b). Çamlıca ve Karabiga masifleri ile Kazdağ yükseliminin kuzey kesimlerinde de bu birimlerin benzerlerinin bulunduğu ve yaşlarının daha önce

ifade edilenlere nazaran çok daha eski olduğu (geç Prekambriyen-erken Paleozoyik) ilk kez Tunç vd. (2012) ve Yiğitbaş vd. (2014) tarafından analitik ve stratigrafik verilerle ortaya konulmuştur.

Bu makalede Duru vd. (2012) tarafından kullanılan stratigrafik adlamalara mümkün mertebe uymaya çalışılarak Kalabak Birliği birimlerine Dedetepe Formasyonu da dahil edilmiştir. Dedetepe Formasyonu, içerisinde eklojit ve mavi şist blok ve tektonik merceklerinin de yer aldığı bir metamorfik dalma-batma mélanjıdır. Gerek içerisindeki eklojitik kayalardan ve gerekse bunların etrafını saran mikaşistlerden alınan U-Pb zirkon yaşları bu mélanjın geç Ediyakaran döneminde (565 ± 9 My) geliştiğini göstermektedir. Birim, Biga Yarımadası'nın kuzeyindeki Çamlıca masifinin görülür temel birimini oluşturmaktadır. Sazak ve Torasan formasyonları Dedetepe Formasyonu'nun üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Andezitik ve bazaltik volkanik topluluklarla temsil edilen Sazak Formasyonu'nun petrografik ve jeokimyasal karakteri iki ayrı tektonik ortama işaret etmektedir. Sazak Formasyonu Çamlıca masifinde başlıca subalkalen bazalt-andezit-dasit-riyolit dizisi ile temsil edilen bir aktif kıta kenarı volkanizmasını yansıtırken, Sazak Formasyonu'nun Karabiga masifindeki mostraları ise alkali bazalt karakterinde olup levha içi okyanusal ada bazaltlarını temsil etmektedir. Bu durum Çamlıca ve Karabiga masiflerinde birbirinden ayrı alanlarda yüzeyleyen fakat benzer yaşlı volkanik kayaların daha sonraki çalışmalarda iki ayrı formasyon olarak adlanmalarını gerektirebilecektir.

Çamlıca masifindeki Sazak Formasyonu yüzeylemeleri düşey ve yanal yönde Torasan Formasyonu'nun mikaşist ve fillatlarıyla dereceli geçişlidir. Bu mikaşistlerden de geç Ediyakaran (578 ± 7 My) U-Pb zirkon yaşları alınmıştır. Karabiga masifinde ise bizzat metavolkanik kayalardan 577 ± 20 My U-Pb zirkon yaşı elde edilmiştir (Tunç vd., 2012; Yiğitbaş vd., 2014).

Tüm mikaşist örneklerindeki Neoproterozoyik (11-181 ile 11-184 numaralı örnekler için 816-580 My ve 11-168, 11-250 ile 11-253 numaralı örnekler için 998-580 My) yaşlı zirkon tanelerinin Proto-Tetis okyanusu tabanındaki litosferik levhanın güneye dalması ve Doğu Afrika (Pan-Afrikan) orojenezi (Şekil 11A; Kröner, 1984; Stern, 1994; Kröner ve Stern, 2005; Kusky, vd., 2003; Murphy vd., 2004a; Nance vd., 2008) ile ilişkili Arap-Nubiyan Kalkanı'ndan sağlanmış olması muhtemeldir.

Birbiriyle uyumlu bu geç Ediyakaran yaş verisi; bir dalma-batma mélanjı, bir aktif kıta kenarı volkanizması ve bir levha içi okyanusal ada alkali bazalt volkanizması gibi farklı tektonik ortamları temsil eden bu birimlerin aynı zaman aralığında gelişmiş olduklarını göstermektedir (Şekil 11B). Mikaşistlerdeki zirkon kaynağının Doğu Afrika-Gondwanaland olduğu düşünülürse geç Ediyakaran döneminde Gondwanaland kuzeyindeki bir okyanusal kabuk ve bu kabuğun güneye dalarak yitimi esnasında gelişmiş olan bir mélanj ve onun da güneyindeki bir Şili tipi yay volkanizması mevcut olmalıdır. Bütün bu ortamların okyanusun kapanması sürecinde tektonikle bir araya gelmeleri erken Devoniyen öncesidir (Şekil 11B). Çünkü Çamlık granodiyoritleri Biga Yarımadası'nın çeşitli kesimlerinde bu farklı birimleri kesmektedir (Duru vd., 2012; Aysal vd., 2012a ve b; Yiğitbaş vd., 2018a). Kalabak Birliği'ni oluşturan birimlerdeki U-Pb zirkon analiz sonuçları bu birimlerin erken Devoniyen öncesinde bir araya geldikten sonra erken Karbonifer dönemindeki bir tektonotermal olaydan da topluca etkilendiklerini göstermektedir. Bu da, Sakarya zonunda varlığı bilinen Variskan (?) (Okay vd., 1996; 2006; Okay ve Topuz, 2017; Göncüoğlu, 2010) veya Paleo-Tetis (Şengör vd., 2019) tektonomagmatizmasının Biga Yarımadası'ndaki etkileri olmalıdır.

Türkiye'nin kuzeybatı kesimlerinde geç Prekambriyen yaşlı bir diğer yay volkanizması ve ilişkili ofiyolitik topluluklar Sünnice, Almacık

ve Armutlu masiflerinden tanıtılmıştır (Yiğitbaş vd., 2004). Bu topluluklar 570-590 My yaşlı yay tipi granitlerle kesilmektedir (Ustaömer, 1999). Biraz daha genç; 546-534 My arasında yaş vermekle birlikte benzeri yay granitleri Istranca masifinde tanıtılmıştır (Yılmaz Şahin, 2014). Güneybatı Bulgaristan'da Rodop Masifinin kuzeyindeki Kraishite Zonu bir Kadomiyen yay magmatizmasının unsurlarını içermektedir (Kounov vd., 2012). Kraiste Zonu başlıca Morava Napı, Struma Birimi ve Osogova-Lisets Kompleksi birimlerinden oluşmaktadır. Morava Napı yeşil-şist fasiyesinde metamorfik metapelitik kayalarla temsil edilir ve granitle kesilmiştir. Struma Birimi; birbirleriyle dilimlenmiş ofiyolitik ve volkanik kayalarla temsil edilmekte olup ofiyolitik kayalar MORB karakterinde (Haydoutov ve Pin, 1993) ve 620-530 My yaşında (Lilov, 1981), volkanikler ise kalkalkalen nitelikli, bazikten asidiğe değişen volkanik kayalardan oluşmaktadır (Kounov vd., 2012). Kraishite Zonunun bir diğer birimi olan Osogova-Lisets Kompleksi amfibolit, mikaşist, muskovit-biyotit ve amfibol-biyotit gnayslarla temsil edilir. Morava Napı, Struma Birimi ve Osogova-Lisets Kompleksine ait magmatik kayaların kristalizasyon yaşları 580-540 My aralığındadır (Kounov vd., 2012). Morava Napı birimlerini kesen granitik kayalardan alınan yaşlar 577-551 My'dır. Struma Birimi ve Osogova-Lisets Kompleksine ait magmatik kayaların aynı bir kalk-alkalen magma kaynağından türemiş olduğu ve Gondwanaland kıta kenarı boyunca gelişmiş bir magmatik yayı temsil ettiği ortaya konulmuştur (Kounov vd., 2012). Güneybatı Bulgaristan'da tanıtılan bu birimlerin Biga Yarımadası'nda karşılıkları bulunmakta olup (Yiğitbaş vd., 2014; 2018a) geç Ediyakaran-erken Kambriyen kıtasal magmatik yay ortamının ise Kalabak Birliği ile doğrudan benzerlikleri olduğu söylenebilir.

Daha güney alanlara bakıldığında Bitlis Masifi'nde bir And-tipi yay magmatizmasını temsil eden 572 My yaşlı granitler tespit edilmiştir (Ustaömer vd., 2009). Öte yandan Güneydoğu

Anadolu'da otokton Arap platform istifinin görülür temelindeki subalkalen Derik volkanitlerinin de Neoproterozoyik yaşlı (559-581 My) And-tipi bir volkanik yayı temsil ettiği gösterilmiştir (Gürsu vd., 2015). Bu kıtasal volkanik yay topluluğu ile kıyaslanabilecek birimlerin Torid-Anatolid kuşağı içinde de bulunduğu ifade edilmektedir (Gürsu ve Göncüoğlu, 2006; Gürsu vd., 2015 ve oradaki referanslar). Bu alanların hemen tamamında bu volkanik yayın Pan-Afrikan/Kadomiyen sistemi içinde geliştiği konusunda fikir birliği vardır. Alpin dönemin sonuna kadar bölgede gelişen tüm deformasyon fazlarından şiddetle etkilenecek bir orojenik mozayik niteliği kazanan Türkiye'de; bu birbirinden kopuk ve uzak alanlarda yüzeyleyen geç Prekambriyen yaşlı And-tipi Pan-Afrikan/Kadomiyen yay kuşağı doğaldır ki Variskan (?) ve Alpin tektonik mozayığın oluşum evreleri esnasında parçalanmış ve bugünkü farklı coğrafyalara dağılmıştır.

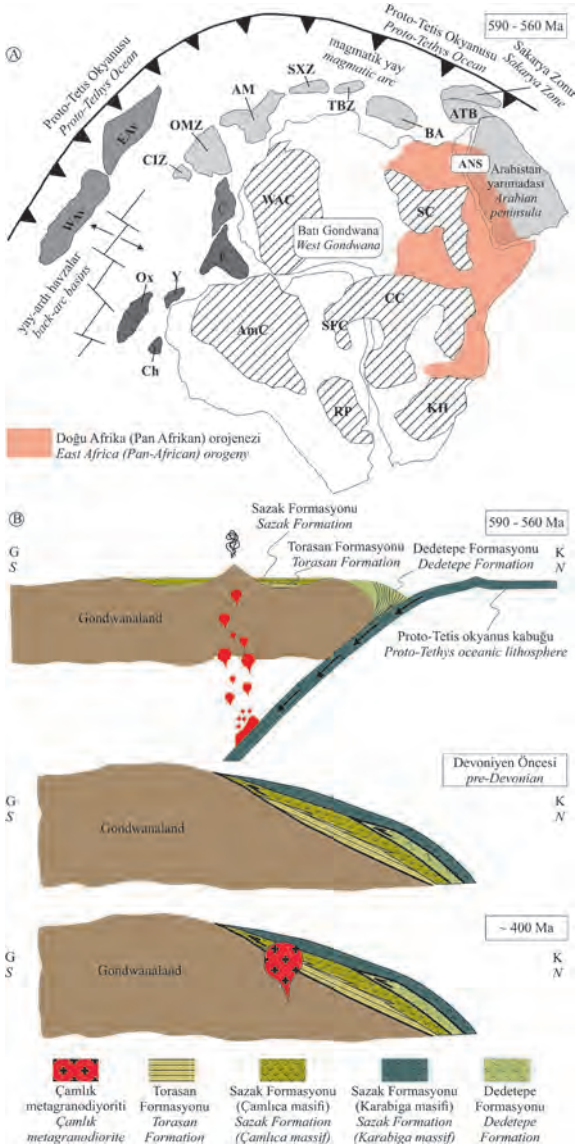
SONUÇLAR

Sakarya Zonu'nun batı ucundaki Biga Yarımadası'nın kuzey kesimlerindeki Karadağ, Çamlıca ve Karabiga masiflerinde Permiyen öncesi bir metamorfik temel bulunur. Bu metamorfik temel; Kalabak Birliği adı altında toplanmış olup 1) Dedetepe Formasyonu, 2) Sazak Formasyonu, 3) Torasan Formasyonu ve 4) Çamlık metagranodiyoriti olmak üzere 4 birimden oluşur. Bunlardan Çamlık metagranodiyoriti erken Devoniyen yaşında diğerleri geç Ediyakaran-erken Kambriyen (?) yaşındadır.

Bugünkü konumuyla görülür en altta yer alan Dedetepe Formasyonu bir dalma-batma mélanjını, Sazak Formasyonu bir aktif kıta kenarını ve Torasan Formasyonu ise bunlarla yaşıt bir çökel istifi temsil etmektedir (Şekil 11B).

Sazak Formasyonu; Çamlıca masifinde başlıca bazalt, andezit, riyodasit vb. subalkalen volkanik ve volkaniklastik kayalarla, Karabiga masifinde ise alkali bazaltlarla temsil edilir.

Subalkalin kayaların jeokimyasal nitelikleri bu kayaların bir aktif kıta kenarında dalma-batma işlevlerinden etkilenmiş bir volkanik yay ortamına ait olduğunu göstermektedir. Alkali bazaltlar ise okyanusal ada karakterinde olup muhtemelen Proto-Tetis okyanus tabanındaki gelişiminden sonra aktif kıta kenarına eklenmiştir.



Şekil 11. A) Doğu Afrika (Pan-Afrikan) orojenezi ile ilişkili Gondwana aktif kıta kenarı ve buna bağlı ana peri-Gondwana alanlarının 590-560 My civarındaki palaeocoğrafik rekonstrüksiyonu (Kısaltmalar: ANS: Arap-Nubiyen Kalkanı, AmC: Amazonya Kratonu,

BA: Alplerin temeli, C: Carolina, CC: Kongo Kratonu, KH: Kalahari Kratonu, Ch: Chortis bloğu, CIZ: Merkezi İberya zonu (İberya), WAv: Batı Avalonya, EAv: Doğu Avalonya, F: Florida, OMZ: Ossa-Morena zonu (İberya), Ox: Oaxaquia, RP: Ribeira, SC: Sahara Kratonu, SFC: San Fransisco Kratonu, SXZ: Saxo-Thuringiya Zonu, ATB: Anatolid-Torid Bloğu, TBZ: Tepla-Barrandiya Zonu., WAC: Batı Afrika Kratonu, Y: Yukatan, **B)** geç Neoproterozoik-erken-orta Paleozoyik döneminde Gondwana kuzey kenarının jeodinamik evrimi

Figure 11 A) Paleogeographic reconstruction of the Gondwana active continental margin and associated main peri-Gondwana areas associated with East African (Pan-African) orogeny around 590-560 Ma (Abbreviations: ANS: Arabian-Nubian Shield, AmC: Amazonia Craton, BA: Basement of the Alps, C: Carolina, CC: Congo Craton, KH: Kalahari Craton, Ch: Chortis Block, CIZ: Central Iberia Zone (İberia), WAv: West Avalonya, EAv: East Avalonya, F: Florida, OMZ: Ossa-Morena Zone (İberya), Ox: Oaxaquia, RP: Ribeira, SC: Sahara Craton, SFC: San Francisco Craton, SXZ: Saxo-Thuringia Zone, ATB: Anatolide-Tauride Block, TBZ: Tepla-Barrandia Zone, WAC: West African Craton, Y: Yukatan. **B)** Geodynamic evolution of the northern edge of Gondwanaland during the Late Neoproterozoic - Early-Middle Paleozoic period.

Sonuç olarak Sakarya Zonunun batı ucunda Çamlıca, Karadağ ve Karabiga masiflerinde görülür temeli oluşturan metamorfik kayalar Proto-Tetis okyanus tabanının güneye, Gondwanaland kıtasının altına dalması esnasında oluşmuş bir melanj ve aktif kıta kenarı volkanik ada yayı topluluğunu temsil etmektedir (Şekil 11).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK-ÇAYDAG 110Y281 ve 115Y214 Nolu projeler ile desteklenmiştir. Makalenin editör süreçleri Prof. Dr. Yener Eyüboğlu tarafından sürdürülmüştür. Prof. Dr. Yener Eyüboğlu'na ve makalenin geliştirilmesine yaptıkları önemli katkılardan dolayı sayın hakemler Prof. Dr. Ali Polat'a ve Doç. Dr. Fatih Karaoğlan'a teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

The Biga Peninsula is one of the areas where composite basement rocks of the Alpine tectonic belt known by names such as the Sakarya continent (Şengör and Yılmaz, 1981; Şengör et al., 2019), Sakarya Zone (Okay et al., 1991), and Sakarya composite belt (Göncüoğlu, 2010) are best observed. The general lines of the geology in the Biga Peninsula are represented by metamorphic basement rocks outcropping in the Kazdağ, Karadağ, Çamlıca, and Karabiga massifs and overlying sedimentary and volcanic rocks (Figure 1). Previous studies have named the metamorphic and ophiolitic rocks in the north-northwest section of the peninsula as the 'Ezine Zone', while rocks of the Kazdağ Massif in the south and overlying it were called the 'Sakarya Zone'. The section between these two containing mainly blocky mixed assemblages was named the 'Ayvacic-Karabiga Zone' (Okay et al., 1991; Beccaletto and Jenny, 2004). In this way, this classification, considered to represent different continental basements and the suture (ophiolite/mélange) zone between them, has led to the stratigraphic and structural qualities of each 'zone' being assessed independently of each other.

After all studies to date in the region, remapping and detailed field studies have revealed that the 'zones' mentioned above can be correlated with each other to a significant extent, are not separated by a suture zone and have continuous features with each other in tectonostratigraphic terms.

In terms of tectonostratigraphy, the structurally lowest levels of the sequence in the Biga Peninsula outcrop in the Kazdağ Massif (Figures 1 and 2). The Kazdağ Massif extends in northeast direction from the coast of the Gulf of Edremit in the southernmost section of the Biga Peninsula and forms an antiform dipping toward the northeast. The core of this antiform comprises high grade metamorphic basement

rocks (Kazdağ Unit) with typical gneiss dome appearance. This high grade metamorphic core is tectonically overlain by a weakly metamorphosed Late Precambrian-Early Paleozoic unit (Kalabak Unit) (Tunç et al., 2012; Yiğitbaş et al., 2014). The Kalabak Unit outcrops in all metamorphic massifs in the Biga Peninsula (Karadağ, Çamlıca, Karabiga, Kazdağ massifs) and is overlain by Permian and/or Triassic Karakaya Unit with lower metamorphic qualities above an angular unconformity (Figures 1 and 2).

In this article, the focus will be the Kalabak Unit, described as a tectonic unit by us (Yiğitbaş et al., 2018a and b), with the characteristics of rocks forming this unit and their meaning and significance for the geological evolution of the region discussed.

The Kalabak Unit comprises four geological subunits of the 1) Dedetepe Formation, 2) Sazak Formation, 3) Torasan Formation and 4) Çamlık metagranodiorite.

The **Dedetepe Formation** basically comprises metaophiolite-blueschist-eclogite slices and lenses in a matrix of metapelitic schist, phyllite, gneiss, amphibolite and lower amounts of marble. All these rocks underwent advanced degrees of ductile-semi-brittle shearing and has a complicated sliced appearance. The unit underwent greenschist-amphibolite facies metamorphism. The Dedetepe Formation comprises the lowest tectonostratigraphic unit of the Kalabak Unit (Figures 3 and 4). It underwent more advanced degrees of deformation compared to the overlying Sazak and Torasan Formations and the Dedetepe Formation containing eclogite, blueschist and metagabbro-amphibolite tectonic lenses has the features of heterogeneous-structure metamorphic mélange. Two micaschist samples (11-181 and 11-184) and one eclogite sample (11-248) from the Dedetepe Formation were dated with the U-Pb zircon method with Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

(LA-ICP-MS) (Figure 5A and 5B; Tunç et al., 2012; Yiğitbaş et al., 2014). Using the youngest zircon population unaffected by lead loss in micaschists, the maximum depositional age for the protolith was 578 ± 7 My (Figure 5A). The crystallization age for the protolith obtained using the youngest zircon population unaffected by lead loss in eclogites was 565 ± 8 My (Figure 5B).

The **Sazak Formation** mainly comprises metatuff and metavolcanic rocks. It contains metavolcanoclastic and marble interlayers. The metamorphic rocks in the Sazak Formation are represented by basalt, dacite and rhyodacite in the Çamlıca massif and more often by basalts in the Karabiga massif. The petrographic and geochemical character of the Sazak Formation indicates two separate tectonic environments. The Çamlıca massif mainly reflects active continental margin volcanism with subalkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite series, while outcrops in the Karabiga massif (Figure 7) have alkali basalt character and represent in-plate oceanic island basalts (Figure 8). The metavolcanic rocks and micaschists between them in the Sazak Formation were dated with the LA-ICP-MS U-Pb zircon method (Figure 5C and 5D; Tunç et al., 2012; Yiğitbaş et al., 2014). The maximum depositional age for the protolith obtained from the youngest zircon population not affected by lead loss in micaschist was 582 ± 30 My (Figure 5C). Using the youngest zircon population unaffected by lead loss in metavolcanics, the crystallization age for the protolith was 577 ± 20 My (Figure 5D).

The **Torasan Formation** comprises characteristic silver-gray color micaschist, phyllite, quartz micaschist and lower amounts of marble which have undergone multiple deformations. Metamorphism is greenschist facies. One of the most interesting features of the unit is that it contains metaophiolite slices with varying sizes and thicknesses up to mappable dimensions on the scale of meters (Figure 9). These are generally represented by serpentinites in addition

to metagabbro-amphibolite lenses. The Torasan Formation is overlain by a Permian carbonate sequence above an angular unconformity (Figure 10). LA-ICP-MS U-Pb zircon age dating was performed on micaschist samples from the Torasan Formation. Accordingly, the maximum deposition age for the protolith obtained using the youngest zircon population unaffected by lead loss in micaschist was 577 ± 14 My (Figure 5E). In fact, the unit is cut by the Çamlık metagranodiorite in the area between Edremit and Bandırma.

Çamlık metagranodiorite mainly comprises a granite and granodiorite assemblage which has undergone mainly greenschist facies metamorphism. Compatible ages of 399 ± 13 Ma (Okay et al., 1996), 389 ± 2 Ma and 401 ± 4.8 Ma (Aysal et al., 2012a), 393.8 ± 2.7 Ma- 395.9 ± 4.09 Ma (Sunal, 2012) and 400.3 ± 1.4 Ma (Aysal et al., 2012b) were obtained for the unit.

In conclusion, detailed investigation of the assemblage forming the Kalabak Unit on the Biga Peninsula show that they represent different tectonic environments like a subduction mélange, active continental margin volcanism and in-plate oceanic alkali basalt volcanism and that they developed in these environments in the late Ediacaran period (Figure 11B). If the zircon source in micaschists is considered to be East Africa-Gondwanaland, it is understood that a mélange developed during subduction of oceanic crust north of Gondwanaland (Proto-Tethys) toward the south and south of this Chilean-type arc volcanism was present in the late Ediacaran period (Figure 11A). The tectonic assemblage of all these environments occurred with closure of the ocean before the early Devonian (Figure 11B) because the Çamlık granodiorites cut these different units in a variety of sections of the Biga Peninsula (Duru et al., 2012; Aysal et al., 2012a and b; Yiğitbaş et al., 2018a). U-Pb zircon analysis results from units forming the Kalabak Unit (Figure 5) show these units were assembled before the early Devonian and were collectively affected by a tectonothermal

event in the early Carboniferous period. This may reflect the effects of the Variscan (?) known from the Sakarya Zone (Okay et al., 1996; 2006; Okay and Topuz, 2017; Göncüoğlu, 2010) or Paleotethys tectonomagmatism (Şengör et al., 2019) in the Biga Peninsula.

ORCID

Erdoğan Yiğitbaş  <https://orcid.org/0000-0002-0513-9138>

İsmail Onur Tunç  <https://orcid.org/0000-0002-4273-9175>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Akçay, A.E., Dönmez, M., Ilgar, A., Duru, M., Pehlivan, Ş., 2008. 1: 100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Bandırma H 19 paftası No 103, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Aslaner, M., 1965. Etude Geologique et petrographique de la Region d'Edremit-Havran, MTA Publication No:119.
- Aygül, M., Topuz, G., Okay, A.I., Satır, M., Meyer, H.P., 2012. The Kemer Metamorphic Complex (NW Turkey), a subducted continental margin of the Sakarya zone. Turkish Journal of Earth Sciences, 21, 19-35.
- Aysal, N., Ustaömer, T., Öngen, S., Keskin, M., Köksal, S., Peytcheva, I., Fanning, M., 2012a. Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: geochronology, geochemistry and isotope systematics. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 201-222.
- Aysal, N., Öngen, S., Peytcheva, I., Keskin, M., 2012b. Origin and evolution of the Havran Unit, Western Sakarya basement (NW Turkey): new LA-ICP-MS U-Pb dating of the metasedimentary-metagranitic rocks and possible affiliation to Avalonian microcontinent, Geodinamica Acta, 25 (3-4), 226-247.
- Beccalotto, L., 2004. Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. PhD Dissertation, University of Lousanne, 140 s.
- Beccalotto, L., Jenny, C., 2004. Geology and Correlation of the Ezine Zone: A Rhodope Fragment in NW Turkey?, Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 145-176.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Kormazer, B., 1975. Geology of the Biga Peninsula and some characteristics of the Karakaya blocky series. In: Congress of Earth Sciences on the occasion of the 50th anniversary of the Turkish Republic, 71-77.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Duru, M., Ilgar, A., Pehlivan, Ş., 2008. 1: 100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Çanakkale H17 Paftası No 101, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Duru M., Pehlivan Ş., Aral İ. O., Şentürk Y., Yavaş F., Kar H., 2012. Biga Yarımadasının Tersiyer Öncesi Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Özel Yayınlar Serisi, No 28: 7-74.
- Gill, R., 2010. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 440 s.
- Göncüoğlu, M.C., 2010. Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic Evolution of the Pre-Alpine and Alpine Terranes, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, 1-69.
- Gümüş, A., 1964. Contribution a l'étude geologique de secteur serpentinal de Kalabak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, MTA Enstitüsü Yayını, 117, 1-109.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, C., 2006. Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the Western Taurides, Turkey. International Journal of Earth Sciences, 95, 741-757.
- Gürsu, S., Möller, A., Göncüoğlu, C., Köksal, S., Demircan, H., Toksoy Köksal, F., Kozlu, H., Sunal, G., 2015. Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey. Precambrian Research, 258, 208-233.
- Haydoutov, I., Pin, C., 1993. Geochemical and Nd isotope characteristics of pre-Variscan ophiolites and meta-igneous rocks from the Struma Diorite Formation in SW Bulgaria. Geologica Balcanica, 23, 51-59.
- Kesgin, Y., Varol, B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale), Türkiye. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 126, 49-68.
- Kounov, A., Graf, J., Quadt, Av., Bernoullia, D., Burg, J.-P., Sewarde, D., Ivanov, Z., Fanning, M., 2012. Evidence for a "Cadomian" ophiolite

- and magmatic-arc complex in SW Bulgaria. *Precambrian Research*, 212-213, 275-295.
- Kröner, A., 1984. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African, (*African Geology*, Editörler: Klerkx, J., Michot, J.). Tervuren: Musc. R. l'Afrique Centrale, 23-28.
- Kröner, A., Stern, R.J., 2004. Pan-African Orogeny, (*Encyclopedia of Geology*, Editörler: Selley, R.C., Cocks, L.R.M, Plimer, I.R.). Elsevier Academic Press, The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford, OX5 1GB, UK, 1, 1-12.
- Krushensky, R., Akçay, Y., Karaege, E., 1980. Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia; U.S. Geological Survey Bulletin, 1461, 72.
- Kusky, T.M., Abdelsalam, M., Tucker, R.D., Stern, R.J., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 123, 81-85.
- Lilov, P., 1981. Potassium-argon dating of the Struma Diorite formation north of the town Stanke Dimitrov. *Geologica Balcanica*, 11, 27-31.
- M.T.A., 2012. Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi, (Editörler: Erdoğan Yüzer, Gürkan Tunay). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayın Serisi, 28, 326 s.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2004a. Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia–Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 659-682.
- Nance, R., Murphy, J., Strachan, R., Keppie, J., Gutiérrez-Alonso, G., Fernandez-Suarez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'lemos, R., Pisarevsky, S., 2008. Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. *Geological Society Special Publication*, 297, 345-383.
- Okay, A.İ., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Dergisi*, 2 (1), 83-121.
- Okay, A.İ., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1991, Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. Special Issue on Tectonics (ed. J.F. Dewey), *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 191-255.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleand Neotethyan Events in Northwest Turkey, (*Tectonics of Asia*, Editörler: Yin, A., Harrison, M.), Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, A.İ., Satır, M., Siebel, W., 2006. Pre-Alpide and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *Memoirs of the Geological Society of London*, 32, 389-405.
- Okay, A.İ., Topuz, G., 2017, Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 569-592.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. Wiley, New York, 525-548
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma series at active continental margins, (*Continental basalts and mantle xenolith*, Editörler: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J.). Shiva Publications, Cheshire, 230-249
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman Geochemistry Series*, Harlow, 352 s.
- Stern, R.J., 1994. Arc Assembly and Continental Collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the Consolidation of Gondwanaland, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319-351.
- Sunal, G., 2012. Devonian magmatism in the western Sakarya Zone, Karacabey region, NW Turkey, *Geodinamica Acta*, 25 (3-4), 183-201.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Lom, N., Sunal, G., Zabcı, C., Sancar, T., 2019. The phanerozoic palaeotectonics of Turkey. Part I: an inventory. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1, 91-161.
- Şengün, F., 2005. Salihler, Çamlıca ve Kuşçayırı Çevresinde Yeralan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 115 s., (yayımlanmamış).

- Temel, R.Ö., Çiftçi, N.B., 2002. Stratigraphy and depositional environments of the Tertiary sedimentary units in Gelibolu peninsula and islands of Gökçeada and Bozcaada (Turkey). Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 14, 17-40.
- Tunç, İ.O., Yiğitbaşı, E., Şengün, F., Wazec, J., Hofmann, M., Linnemann, U., 2012. U-Pb Zircon Geochronology of Northern Metamorphic Massifs in the Biga Peninsula (NW Anatolia-Turkey): New Data and a New Approach to Understand the Tectonostratigraphy of the Region. *Geodinamica Acta*, 25 (3-4), 202-225.
- Ustaömer, P.A., 1999. Pre-Early Ordovician Cadomian arc-type granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, northern Turkey: geochemical evidence. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (1), 2-12.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 2009. Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473, 99-112.
- Wilson, M., 1989. Review Of Igneous Petrogenesis: Aglobal Tectonic Approach. *Terra Nova*, 1 (2), 218-222.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), 11-30.
- Yaltrak, C., Okay, A. İ., 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi. *İTÜ Dergisi/d Mühendislik*, 3 (1), 67-79.
- Yiğitbaşı, E., Kerrich, R., Yılmaz, Y., Elmas, A., Qianli, X., 2004. Characteristics and Geochemistry of Precambrian Ophiolites from the Western Pontides, Turkey: Following the Missing Chain of the Precambrian South European Suture Zone to the East. *Precambrian Research*, 132 (1-2), 179-206.
- Yiğitbaşı, E., Şengün, F., Tunç, İ.O., 2009a. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda Yüzeyleyen Mesozoyik Yaşı Kaya Topluluklarının Jeolojisi ve Stratigrafik Özellikleri. TÜBİTAK ÇAYDAG-108Y232 Nolu Proje Raporu.
- Yiğitbaşı E., Tunç, İ.O., Şengün F., 2009b. Biga Yarımadaı'nda Bazı Temel Jeolojik Sorunlar. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı (13-17 Nisan 2009), Bildiri Özleri Kitabı, 458-459.
- Yiğitbaşı, E., Şengün, F., Tunç, İ.O., 2014. Biga Yarımadaı'nda (KB Anadolu) Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış, TÜBİTAK ÇAYDAG-110Y281 Nolu Proje Raporu.
- Yiğitbaşı, E., Tunç, İ.O., Özkara, Ö., 2018a. Sakarya Zonunun Kuzeybatı Kesimlerinde Alt Karakaya Kompleksi ve Nilüfer Biriminin Yaşı, Stratigrafik ve Yapısal Nitelikleri ve Jeolojik Anlamı. TÜBİTAK ÇAYDAG-115Y214 Nolu Proje Raporu.
- Yiğitbaşı, E., Tunç, İ.O., Özkara, Ö., 2018b. Sakarya Zonunda Paleo-Tetis ile Karakaya Kompleksinin Zaman Mekan İlişkisi ve Bunun Tektonik Anlamı, 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 23-27 Nisan 2018, Ankara, Türkiye, 42-44.
- Yılmaz Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I., Neubauer, F., 2014. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny. *Gondwana Research*, 26 (2), 755-771.



**Seyitömer (Kütahya) Yöresinde Kömür-Bitümlü Marn Birlikteliğinin
Çökelleme Ortamı ve Organik Fasiyes Özellikleri**
*Depositional Environment and Organic Facies of Coal-Bituminous Marl Association
in Seyitömer (Kütahya) Region*

Dila Dikmen^{1,2} , M. Namık Yalçın^{1,3*} 

¹İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul, Türkiye

²Güncel İletişim Adresi/Current Contact Address: Emirgan Mektebi Sokak No 27, Kat 2, Sarıyer-İstanbul

³Güncel İletişim Adresi/Current Contact Address: Suadiye, Öncü Sokak 7/8, Kadıköy-İstanbul

• Geliş/Received: 03.01.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 11.03.2020

• Kabul/Accepted: 16.03.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 22.04.2020

• Baskı/Printed: 20.06.2020

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Ege Bölgesindeki Neojen yaşlı havzaların birçoğunda kömür damarları ile bitümlü şeyl ve/veya bitümlü marnlar bir arada bulunmaktadır. Hümik kömürler ile sapropelik organik maddece zengin bitümlü çökellerin bu birlikteliği alışıldık değildir. Bunun nedenlerinin ortaya konması amacıyla, Seyitömer-Kütahya yöresindeki kömür-bitümlü marn geçişinin gözlemlendiği kesimin litolojik ve petrografik özellikleri, mineralojik ve jeokimyasal bileşimleri, çökelleme ortamındaki su kütlesinin kimyasal özellikleri, redoks potansiyeli ile çökellerdeki organik maddenin miktar, tür ve olgunluklarının ışığında bu birimlerin çökelleme ortamları ve organik fasiyes özellikleri araştırılmıştır.

Yapılan değerlendirmeler sonucunda kömür-bitümlü marn geçişinin gözlemlendiği kesimde iki zon ayırt edilmiştir. Tabanda yer alan 4 m'lik kesim, karasal organik maddece zengin ince kırıntılı çökellerin ve zaman zaman hümik kömürlerin, düşük enerjili, redoks potansiyeli yüksek bir tatlı su ortamında çökeldikleri bir evreyi temsil etmektedir. Bu evreyi, kimyasal çökelinin artması sonucu karbonatca zengin ince kırıntılı ve sapropelik organik maddece zengin litolojilerin çökeldiği, redoks potansiyelinin düşmesine rağmen anoksik-disoksik koşulların süregeldiği ve su kimyasının zaman zaman acı ve hatta tuzlu su yönünde değiştiği bir dönem izlemiştir.

İstifin sedimantolojik ve organik fasiyes özellikleri genel anlamda su derinliği değişken bir göl ortamına işaret etmektedir. Başlangıçta bitki topluluklarının zenginleşmesi için elverişli olan ılıman ve yağışlı iklimsel koşullarda, dengeli dolan bir tatlı su gölünü temsil eden çökelleme ortamı, daha sonra kuraklaşan iklime bağlı olarak ortaya çıkan yağışlardaki azalmanın etkisiyle zaman zaman bir acı su gölüne dönüşmüştür. Bunun sonucunda da göle kırıntılı malzeme gelimi azalmış ve kimyasal çökelleme artmıştır. Orta Miyosen dönemi sonlarında iklimde yaşanan bu değişimin, Seyitömer yöresindeki kömürlerden bitümlü marnlara geçişi kontrol eden temel etken olduğu sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Neojen, Batı Anadolu, Çökel Jeokimyası, Paleoklim

Abstract: In Neogene basins in the Aegean region of Turkey, the association of coal seams with bituminous shales and/or bituminous marls is common. The association of humic coals consisting of terrestrial organic matter with bituminous shales/marls rich in sapropelic organic material is rather unusual. In order to investigate the causes of this unusual association, a lithological section in Seyitömer-Kütahya region was studied for its different properties. Lithological, petrographic, mineralogical and geochemical composition of sediments, chemistry and redox potential of water-column, amount, type and maturity of organic material in sediments, depositional environment and organic facies were investigated. The evaluation and interpretation of the analytical data resulted in differentiation of two intervals along the coal-bituminous marl transition. The four-meter-thick interval at the base of the section

represents a period when fine clastics rich in terrestrial organic matter and even humic coals were deposited in a low energy fresh water environment with high redox potential. The following section is represented by carbonate-rich fine clastics, which were deposited as a result of enhanced chemical sedimentation in brackish to saline water. These units are rich in sapropelic organic material, indicating that reducing conditions still continued.

Sedimentological and organofacies properties of the coal-bituminous marl transition indicate a lacustrine environment with fluctuating water level in general. At the beginning the depositional environment was a balanced-fill fresh water lake, where coal and fine clastics were deposited under temperate and humid conditions suitable for flourishing flora. The lake was then converted from time to time into a lake with brackish water due to climate changing towards drier conditions. Thus, material transport into the lake was reduced and chemical deposition was dominant. This paleoclimatic change at the end of the mid-Miocene was the main cause of the transition from humic coals to bituminous marls in the Seyitömer region.

Keywords: Neogene, Western Anatolia, Sediment Geochemistry, Paleoclimate

GİRİŞ

Seyitömer Neojen Havzasındaki Miyosen istifi, içerdiği çok farklı çökeltme ortamları ürünü olan kömür ve bitümlü marn (petrol marnı) birlikteliği nedeniyle, çökeltme ortamı özelliklerinin zamansal değişimi açısından ilginç bir örnek oluşturmaktadır.

Yöredeki önceki çalışmalar, ya kömür damarları içeren kesimi (Maucher, 1936; Lebküchner, 1959; Nakoman, 1968; Yavuz, vd., 1995; Yavuz, 1999; Çelik ve Karayığit, 2004a; 2004b), ya da bitümlü marnların özelliklerini ele alan ve bu anlamda ağırlıklı olarak ekonomik ve teknolojik açılarından bir değerlendirmenin yapıldığı çalışmalardır (Pütün, vd., 1988; 1991; Hufnagel, 1989; Şengüler, 1999; Emre, 1999; Kök, 2001; Kök, vd., 2001; Yalçın vd., 2007). Bunun yanı sıra, bölgesel jeoloji, palinoloji ve kömürlü birimlerin çökeltme ortamı özelliklerinin ele alındığı çalışmalar da bulunmaktadır (Ziegler, 1936; Reul, 1955; Nebert, 1960; Kaya, 1979; Akdeniz ve Konak, 1979; Baş, 1983; Helvacı, vd., 1987; Yavuz-Işık, 2007; Akkiraz, vd., 2012; Erkoyun, vd., 2017).

Ancak, yöredeki kömür-bitümlü marn birlikteliğinin ve kömürlü birimlerden bitümlü marnlara geçişin özellikleri ile bu geçişin nedenleri ayrıntılı olarak araştırılmamıştır. Bu çalışmada,

Seyitömer Neojen Havzası'ndaki kömür ve bitümlü marn birlikteliğine neden olan ortam koşullarının ve bu birlikteliğin organik fasiyes özelliklerinin ortaya konması amaçlanmıştır. Benzer kömür ve bitümlü çökel birlikteliği Seyitömer havzasıyla sınırlı olmayıp, Batı Anadolu'un Neojen havzaları olarak bilinen tüm havzalarında gözlenmektedir (Şener vd., 1995; Bulkan, 2003; Dikmen, 2005; Bulkan vd., 2005; Kara-Gülbay ve Korkmaz, 2008). Bu nedenle, kömür ve bitümlü çökeller birlikteliğinin, bir diğer tanımlama ile hümit (karasal) kömürlerden, sapropelik algere geçişin temsil ettiği önemli bir ortamsal değişimin nedenlerini araştırmak, sadece Seyitömer Havzasıyla sınırlı kalmayarak, tüm Batı Anadolu için yeni bilgilere ulaşılmasına olanak sağlayacaktır.

Çalışmanın amacı doğrultusunda kömür bitümlü marn geçişini içeren temsilci bir kesimde yüksek çözünürlüklü bir stratigrafi kesiti ölçülmüş, kesit boyunca derlenen örneklerin litolojik, mineralojik, kimyasal ve organik jeokimyasal özellikleri belirlenmiş, ortamın su kimyası, redoks potansiyeli ve organik fasiyes özellikleri saptanmıştır.

Kütahya ilinin yaklaşık 25 km kuzeybatısında bulunan çalışma alanı, DKD-BGB uzanımlı bir Neojen Havzası içinde bulunmaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı bulduru haritası

Figure 1. Location map of the study area

KAPSAM ve YÖNTEMLER

Arazi çalışmalarında ölçülen Aslanlı kesiti (39° 35' 05" Kuzey, 29° 49' 43" Doğu) boyunca 13,5 m'lik bir istif incelenmiştir. Kesit boyunca çeşitli analizler için 79 örnek derlenmiştir. Kömür-bitümlü marn geçiş zonunda makroskopik olarak litolojinin farklılaştığı her katmandan bir, katman 30 cm'den kalınsa iki veya üç örnek (alt/orta/üst) alınmıştır. Geçiş zonunun taban ve tavan kesimlerinde ise daha seyrek aralıklarla, o kesimin genel özelliklerini yansıtan örnekler de derlenmiştir.

Derlenen örneklerin kimyasal ve mineralojik bileşimi ile organik jeokimyasal özelliklerini belirlemek üzere bir dizi analiz yönteminden yararlanılmıştır. Bu kapsamda kullanılan analiz yöntemleri; Leco, Rock-Eval piroliz analizi, X ışınları difraksiyon analizi (XRD), nötron aktivasyon analizi ve ince kesit petrografisidir. Bu analizlerin hangilerinin hangi örneklerde gerçekleştirildiği Çizelge-1'de listelenmiştir. Bunlardan Leco analiz yöntemi çökeller içerisindeki toplam organik karbon (TOC), toplam karbon (TC) ve toplam kükürt (TS) miktarlarının saptanması amacıyla kullanılmıştır. Bu analizler, standart örnek hazırlama ve ölçme süreçleri kullanılarak (Jarvie, 1991), Federal Almanya,

Jülich Araştırma Merkezi Sedimenter Sistemler Enstitüsü laboratuvarlarındaki LECO CS-225 cihazında yapılmıştır.

Rock-Eval piroliz yöntemi organik madde tipinin ve termal olgunluğun belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Analizler standart süreçler kullanılarak (Espitalie vd., 1977; Philp ve Galvez-Sinibaldi, 1991) Jülich Araştırma Merkezi Sedimenter Sistemler Enstitüsü laboratuvarlarındaki Rock-Eval-II piroliz cihazında gerçekleştirilmiştir.

XRD yöntemiyle örneklerin mineralojik bileşimlerinin kalitatif ve yarı kantitatif olarak saptanması amaçlanmıştır. Analiz, Jülich Araştırma Merkezi Merkez Laboratuvarlarındaki X-ışını difraktometresi cihazında gerçekleştirilmiştir. Bu cihaz Debyscherrer tekniği ile çalışmaktadır ve analizde $\lambda=1,7889$ nm dalgaboyunda x-ışını üreten Co-K lambası kullanılmıştır. Her bir örnek için 5-70 arasındaki 2 θ değerleri arasında ölçüm yapılmıştır. Bu çalışma da örneklerin kalitatif değerlendirmesi SIROQUANT XRD-software V.2.5 programı kullanılarak yapılmıştır (Taylor, 1991; Taylor ve Clapp, 1991).

Çökellerdeki uranyum ve toryum miktarları nötron aktivasyon analizi yöntemi ile belirlenmiştir. Bu yöntemde örnek, akısı ϕ olan yüklü veya yüksüz taneciklerle içindeki elementlerin çoğunun radyoaktif hale geçebileceği bir t süresi kadar bombardıman edilmektedir. Analiz, reaksiyon sırasında oluşan radyoaktif izotopun bozunurken yayınladığı gama ışınlarının, o elementin miktarıyla orantılı olmasından yararlanarak yapılır. Bu analiz TAEK, Çekmece Nükleer Araştırma Merkezi Laboratuvarlarında yapılmıştır.

Çökellerin sedimenter petrografik ve petrolojik özelliklerini tanımlayabilmek amacıyla hazırlanan ince kesitler, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Leitz Ortoplan polarizan mikroskop yardımıyla incelenmiştir.

Çizelge 1. Aslanlı kesiti boyunca derlenmiş örneklerin listesi. Her bir örnek için yapılan analizler (*) simgesiyle gösterilmiştir.

Table 1. Samples obtained from the Aslanlı section. Analysis conducted for each sample is marked with (*).

Örnek No	Tabandan					
	Mesafe (m)	Leco	Rock-Eval	XRD	Petrografi	Th-U
ARS 1	0,01	*	*			
ARS 2	0,06	*	*			
ARS 3	0,10	*	*			
ARS 4	0,14	*	*			
ARS 5	0,17	*	*			
ARS 6	0,21	*	*			
ARS 7	0,24	*	*			
ARS 8	0,26	*	*			
ARS 9	0,30	*	*			
ARS 10 A	0,38	*	*			
ARS 10 B	0,54	*	*			
ARS 10 C	0,69	*	*			
ARS 11	0,76	*	*			
ARS 12	0,82	*	*			
ARS 13 A	0,90	*	*			
ARS 13 C	1,09	*	*			
ARS 14	1,14	*	*			
ARS 15	1,20	*	*			
ARS 16	1,27	*	*			
ARS 17 A	1,38	*	*			
ARS 17 B	1,66	*	*			
ARS 17 C	1,95	*	*			
ARS 17 D	2,02	*	*			
ARS 18	2,03	*	*			
ARS 19	2,12	*	*			
ARS 20	2,21	*	*			
ARS 21	2,29	*	*			
ARS 22	2,35	*	*			
ARS 23 A	2,41	*	*			
ARS 23 B	2,51	*	*			
ARS 23 C	2,60	*	*			
ARS 23 D	2,69	*	*			
ARS 24	2,79	*	*			
ARS 25 A	2,83	*	*			
As1	2,87	*	*	*		*
A0	2,90	*	*	*		
ARS 25 B	2,92	*	*			

Çizelge 1'in devamı / Continuation of Table 1

Örnek No	Tabandan					
	Mesafe (m)	Leco	Rock-Eval	XRD	Petrografi	Th-U
As2	2,94					*
As3	2,98	*	*	*		
ARS 26	2,98	*	*			
ARS 27 A	3,05	*	*			
ARS 27 B	3,10	*	*			
A1	3,13	*	*	*		
As5	3,14					*
ARS 27 C	3,17	*	*			
As6	3,18	*	*	*	*	*
A2	3,43	*	*	*		
As9	3,50	*	*	*	*	
As11	3,67	*	*	*		*
As12	3,77	*	*	*		
As13	3,83			*		*
As16	3,98				*	
A3	4,03	*	*	*		*
As18	4,18	*	*	*	*	
As19	4,40	*	*	*	*	*
As20	4,71	*	*	*		
A4	5,03	*	*	*		
As22	5,12	*	*	*		*
As23	5,54				*	
As24	5,92	*	*	*		
As25	6,01	*	*	*		
A5	6,03	*	*	*		
As27	6,21	*	*	*		
As28	6,31	*	*			
As29	6,57	*	*	*		*
As30	6,68				*	
As31	6,83	*	*	*		
A6	7,03	*	*	*		
As33	7,19	*	*	*	*	
As35	7,78	*	*	*	*	
As36	7,99	*	*	*		
A7	8,03	*	*	*		
A8	8,33	*	*	*		*
As37	9,50				*	
A9	10,03	*	*	*		
As38	10,13	*	*	*		*
As39	12,42	*	*	*		
A10	13,03	*	*	*		
As41	13,14	*	*	*		*

BÖLGESEL JEOLJİ

Bu çalışmada ayrıntılı bir jeoloji çalışması yapılmamıştır. Arazi gözlemleri ve kesit ölçümü sırasında kömür ve bitümlü marnların bulunduğu kesimin Lebküchner'in (1959) ayırıcına uygun bir stratigrafi sunduğu gözlenmiştir. Bu ayırdı benimseyerek, Şengüler (1999) tarafından stratigrafi adlama kurallarına oldukça uygun olarak yapılmış litostratigrafik ayırt bu çalışmada da kullanılmıştır. Buna göre havzanın temelini Kretase yaşlı Ayvalı formasyonu oluşturmaktadır. Bu birim serpantin, radyolarit ve kristalize kireçtaşlarından oluşur. Ayvalı formasyonu üzerine uyumsuz olarak Elmacık formasyonu gelir. Bu birim konglomera, kumtaşı ve kilaşlarından oluşmaktadır. Üzerine gelen Seyitömer formasyonu beş üyeye ayrılarak incelenmiştir. Bunlar alttan üste doğru; yeşil kil üyesi, alt linyit üyesi, bitümlü marn üyesi, üst linyit üyesi ve sarı kil üyesidir. Seyitömer formasyonunun yaş konusunda değişik araştırmacılar tarafından Erken Miyosenden Geç Miyosene kadar uzanan bir aralık tanımlanmıştır (Özcan, 1987; Kaya, 1993; Yavuz, 1999; Saraç, 2003; Akgün vd., 2007; Yavuz-Işık, 2007). Henüz kesin olmasa da birimin yaşının Geç Erken-Orta Miyosen olduğu kabul edilmektedir (Akkiraz, vd., 2012). Seyitömer formasyonu üzerine Pliyosen yaşlı İshakçılar formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir. Bu birim, marn ve tuf aralanmalı silisifiye kireçtaşlarından oluşmaktadır. Pleyistosen yaşlı Kocayataktepe formasyonu az tutturulmuş kum, kil ve çakıl içerir. İstifin farklı düzeyleri Kuvaterner yaşlı alüvyon ile örtülmektedir (Şekil 2).

Bu çalışmanın konusu olan kömür-bitümlü marn birlikteliği Seyitömer Formasyonu içinde bulunmaktadır. Bu nedenle bu formasyonda ayırtlanmış olan üyeler aşağıda kısaca tanıtılmıştır:

Devre	Litostratigrafi Birimleri	
Pleyistosen	Kocayataktepe Formasyonu	
Pliyosen	İshakçılar Formasyonu	
Erken-Orta Miyosen	Seyitömer Formasyonu	Sarı kil üyesi
		Üst linyit üyesi
		Bitümlü marn üyesi
		Alt linyit üyesi
		Yeşil kil üyesi
Erken Miyosen	Elmacık Formasyonu	
Geç Kretase Öncesi	Ayvalı Formasyonu	

Şekil 2. Seyitömer Havzası Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti (Şengüler, 1999'dan değiştirilerek).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of Seyitömer Basin (modified from Şengüler, 1999).

Yeşil Kil Üyesi

Bu üye genellikle mavi-yeşil ve açık yeşil renkli plastik özellikteki killerden oluşmaktadır. Birimin alt seviyelerinde Elmacık formasyonu ile geçiş yansıtan kumtaşı ve kumlu kilaşı seviyeleri, üst seviyelere doğru ise gri renkli kilaşı ile yer yer bitki kalıntılara rastlanmaktadır. Yeşil kil üyesinin ortalama kalınlığı 50 m'dir. Birimin çökmesinin göl ortamında gerçekleştiği düşünülmektedir (Şengüler, 1999).

Alt Linyit Üyesi

Bu birim linyit, killi linyit, kumtaşı, silttaşı, kilaşı ve marn aralanmasından oluşmaktadır. Birimin alt seviyelerinde kalınlığı 3-6 m arasında değişen linyit damarı, yer yer yeşil renkli kilaşı aralanmalıdır ve birimin üst seviyelerinde de kumtaşı, kilaşı ve marn aralanması yer almaktadır. Alt linyit üyesinin ortalama kalınlığı 20 m'dir.

Bitümlü Marn Üyesi

Birim genellikle gri, yeşilimsi gri renkli kireçtaşı, silisifiye kireçtaşı, bitümlü marn, yer yer çört ardalanmasından oluşmaktadır. Kireçtaşları yüksek kil içerikli olup, sarımsı boz renklidir. Marnlar kısmen plastik özellikte ve yer yer silisifiedir. Bitümlü marnlar 1-5 mm kalınlığında laminalı bir yapı sunmaktadır. Birimin ortalama kalınlığının 5-30 m arasında olduğu saptanmıştır. Birimin alt sınırı alt linyit üyesiyle, üst sınırı üst linyit üyesi ile geçişlidir. Birimin çökme ortamı litoloji ve fauna özelliklerine dayanılarak göl olarak yorumlanmıştır (Şengüler, 1999).

Üst Linyit Üyesi

Bu üye, linyit ile gri, açık gri marn ardalanmasından oluşmaktadır. Üst seviyelerinde açık sarı kil ve ince silisifiye kireçtaşı bantları bulunmaktadır. Birimin ortalama kalınlığı 10 m'dir. Birimin çökme ortamının alt linyit üyesi ile aynı olduğu belirtilmiştir (Şengüler, 1999).

Sarı Kil Üyesi

Birim açık sarı, gri yeşilimsi gri ve krem renkli marn ve yer yer silisifiye kireçtaşı mercekli tuf ve diyatumlu marn ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin ortalama kalınlığı 25 m'dir. Birimin üst sınırı İshakçılar formasyonu ile uyumsuzdur.

KÖMÜR-BİTÜMLÜ MARN BİRLİKTELİĞİNİN ÖZELLİKLERİ

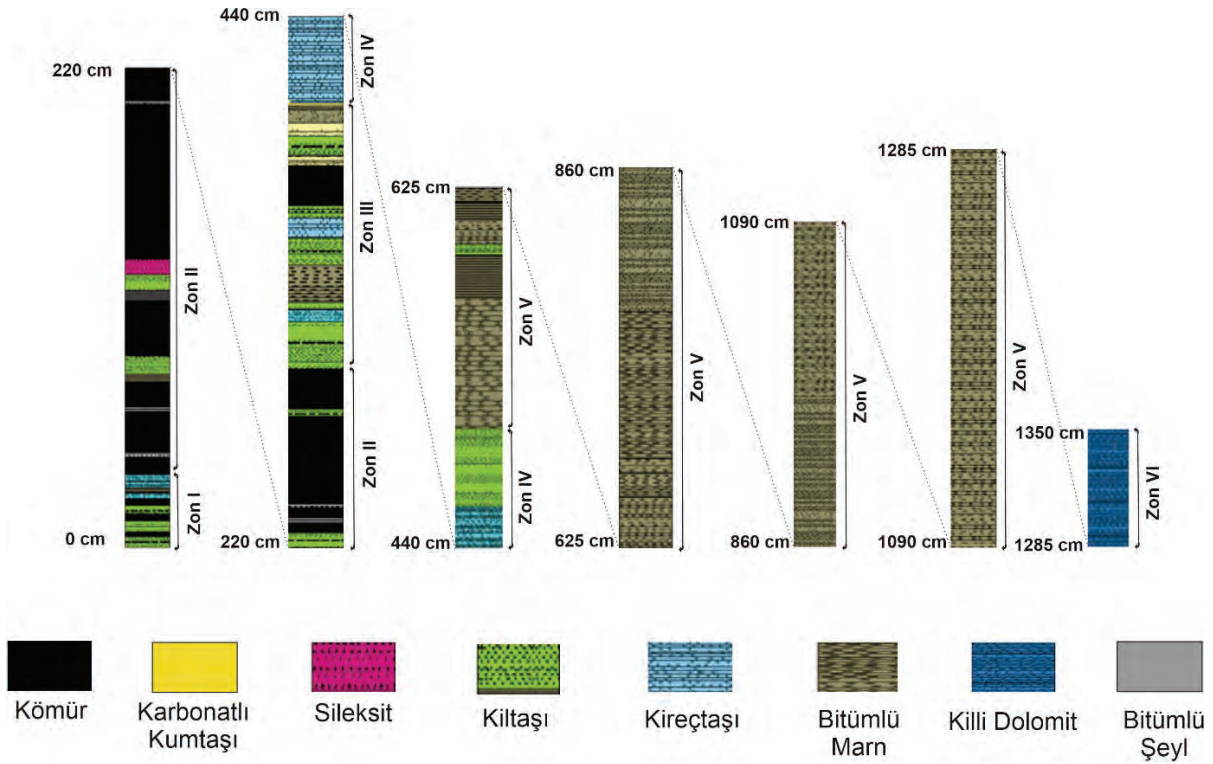
Bu bölümde önce kömür-bitümlü marn birlikteliğinin gözlemlendiği kesimin stratigrafik konumu, daha sonra da çeşitli parametreler ışığında litolojik ve sedimentolojik özellikleri belirlenecektir. Bunun yanı sıra ortamdaki su kütlesinin su kimyası ve redoks potansiyeli ele alınacaktır. Litolojik özellikleri saptamak içinse makroskopik gözlemlerden, ince kesit petrografisinden, mineralojik ve kimyasal bileşimden yararlanılmıştır.

Stratigrafik Konum ve Litostratigrafi

Kömür-bitümlü marn geçişi Seyitömer formasyonuna ait alt linyit üyesinin üst kesimi ile bitümlü marn üyesinin alt kesimine karşılık gelmektedir (Şekil 3). Aslanlı kesiti boyunca kömür-bitümlü marn geçişi, litolojik özelliklerine göre altı zona ayrılabilir. Tabandan itibaren ilk 0,33 m'lik seviye ince kömür, kırıntılı ve karbonatça zengin litolojilerin az çok eşit oranda temsil edildiği bir zondur. İkinci zon 0,33 m ile 2,90 m arasındaki kesimdir. Bu kesimde kalın kömür damarları baskındır. Kömürün yanı sıra çok daha az oranda ince kırıntılı litolojiler de bulunmaktadır. Üçüncü zon 2,90 ile 4,00 m'ler arasındaki kesimdir. İnce kırıntılıların yanı sıra siltli, kumlu ve karbonatlı litolojilerle bitümlü marn ve kömürün tekrarlandıkları bir zondur. Dördüncü zon 4,00 ile 5,00 m arasında kireçtaşı ve karbonatça zengin diğer litolojilerle temsil edilen kesimdir. 5,00 ile 12,85 m arasındaki beşinci zonda bitümlü litolojiler yaygındır. Altıncı zon 12,85 ile 13,50 m arasındaki kesimdir. Bu zon dolomitik litolojilerle temsil edilmektedir (Şekil 3).

Mineralojik Bileşim

Aslanlı kesitinden seçilen 33 adet örneğin mineralojik bileşimi XRD analiz sonuçlarının yarı kantitatif olarak değerlendirilmesi yoluyla saptanmıştır (Çizelge 2). Kristalin fazda saptanan mineral miktarlarının kesit boyunca değişimi sistematik bir artış ve azalış göstermediği için bir trend analizi yapılamamıştır. XRD analiz sonuçları istifin karbonat ve kil grubu minerallerince zengin olduğunu göstermektedir. Kil minerallerinin değişen miktarlarda da olsa tüm istif boyunca bulunması, tüm çökme dönemi süresince ortama ince kırıntılı malzeme geliminin sürdüğüne ve düşük enerji koşullarının etkili olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3. Aslanlı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti ve litostratigrafik olarak ayrılmış zonlar

Figure 3. Aslanlı measured stratigraphic section and lithostratigraphically differentiated zones

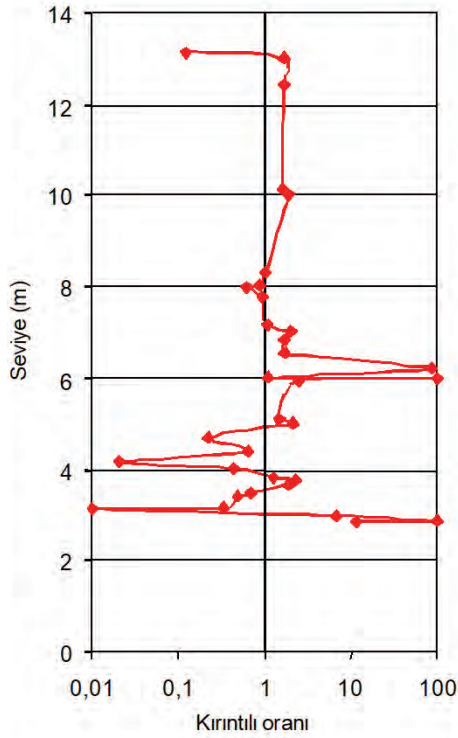
Genellikle kayaç taneleri olarak ortama dışarıdan taşınan mineraller ile ortamda kimyasal olarak türeyen minerallerin oranları gözetilerek belirlenen kırıntılı oranının Aslanlı kesitinin alt kesiminde dalgalı bir seyir izlediği görülür (Şekil 4). Bunda sayıları az da olsa kireçtaşı seviyeleri ile diyajenetik kuvarsın etkili olduğu anlaşılmaktadır. Kırıntılı oranının yaklaşık 6. m'den sonra 1'e kadar azalarak bu değeri koruması, ortama taşınan malzeme anlamında dengeli bir rejime ulaşıldığı şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 4).

Ortamda kimyasal çökeltmenin baskın olduğu evrelerin ayrılanması için karbonat/kil mineralleri oranı grafiğinden yararlanılmıştır. Tabandan yaklaşık 5. m'ye kadar karbonat/kil oranı değişkendir. 5,0-7,5 m'lerarasındaki kesimde ise kil baskındır. Daha üstte karbonat ve kil miktarlarının dengede olduğu bir seviye bulunmaktadır (Şekil 5). Karbonat minerallerince zengin olan örneklerde,

bu minerallerin kökenlerine bir açıklama getirmek amacıyla düşük ve yüksek Mg'lu kalsit, aragonit ve dolomitin ve ayrıca jipsin bağlı yüzdeleri bir diyagram üzerinde gösterilmiştir (Şekil 6). Yapılan makro ve mikro gözlemler karbonat minerallerince zengin seviyelerde büyük miktarda fosil kavkılarının bulunmadığını göstermiştir. Bu nedenle, kalsit, aragonit ve Mg'ca zengin kalsitin kaynağının fosil kavkılarının olmadığı, bunların su kimyası ve sıcaklık kontrolünde çöktikleri sonucuna varılmıştır (Müller, vd., 1972). Mg'un kaynağı hidrotermal sular, volkanik aktivite veya tuzlu su olabilmektedir. Aragonit ise kavkılardan kaynaklanmadığı durumlarda çoğunlukla sıcak su kaynakları ile ilişkili oluşan bir karbonat mineralidir (Müller, 1970; Müller, vd., 1972). Mikrokristalen yapı nedeniyle dolomitlerin birincil mi, yoksa diyajenetik mi oldukları saptanamadığından, bu konuda bir değerlendirme yapılmamıştır.

Çizelge 2. Aslanlı Kesiti boyunca derlenmiş örneklerin mineralojik bileşimi**Table 2.** Mineralogical composition of samples from Aslanlı section

Örnek No	Seviye (m)	Mineralojik Bileşim (%)								
		Kil Mineralleri	Kuvars	Opal-CT	Kalsit		Aragonit	Dolomit	Jips	Pirit
					Düşük Mg-Kalsit (<%4)	Yüksek Mg-Kalsit (>%4)				
As-1	2,87	86	6	-	8	-	-	-	-	-
A-0	2,90	72	28	-	-	-	-	-	-	-
As-3	2,98	68	19	-	13	-	-	-	-	-
A-1	3,13	1	-	-	-	95	-	-	-	4
As-6	3,18	22	3	9	-	9	-	5-	4	3
A-2	3,43	31	2	14	-	5	-	-	-	3
As-9	3,50	39	2	5	-	54	-	-	-	-
As-11	3,67	54	11	-	-	-	13	-	22	-
As-12	3,77	62	-	-	-	-	-	-	16	11
As-13	3,83	49	7	-	13	-	-	-	14	17
A-3	4,03	30	-	-	-	11	59	-	-	-
As-18	4,18	2	-	-	-	98	-	-	-	-
As-19	4,40	37	2	13	-	-	-	42	2	4
As-20	4,71	13	5	5	-	-	71	-	3	3
A-4	5,03	64	4	17	-	15	-	-	-	-
As-22	5,12	49	11	-	4	-	26	-	4	6
As-24	5,92	61	10	19	-	10	-	-	-	-
As-25	6,01	9	90	-	1	-	-	-	-	-
A-5	6,03	50	2	9	-	-	-	39	-	-
As-27	6,21	75	12	-	-	-	-	-	-	-
As-29	6,57	45	19	-	25	-	-	-	-	11
As-31	6,83	56	8	-	-	-	-	36	-	-
A-6	7,03	55	12	-	-	33	-	-	-	-
As-33	7,19	51	-	12	-	-	-	33	-	4
As-35	7,78	45	3	-	-	11	-	41	-	-
As-36	7,99	31	7	-	-	-	53	-	9	-
A-7	8,03	38	9	-	-	-	46	-	-	7
A-8	8,33	44	6	-	-	-	50	-	-	-
A-9	10,03	59	6	7	-	-	28	-	-	-
As-38	10,13	51	11	-	-	38	-	-	-	-
As-39	12,42	55	8	-	-	37	-	-	-	-
A-10	13,03	46	17	-	-	-	37	-	-	-
As-41	13,14	11	-	-	-	-	-	89	-	-



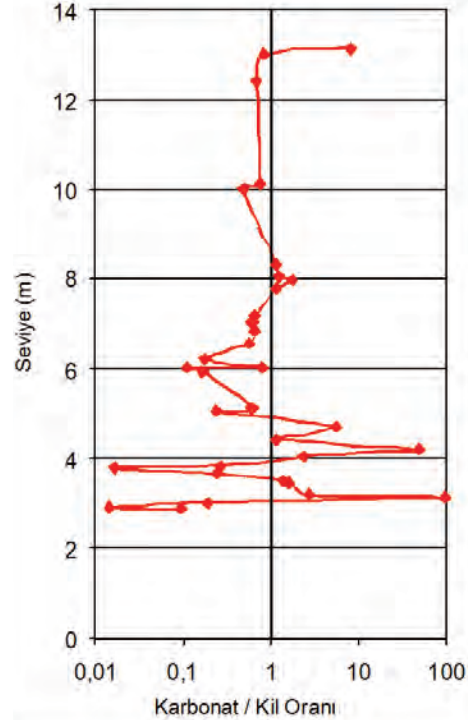
Şekil 4. Aslanlı kesiti boyunca “Kırıntılı Oranın” değişimi.

Figure 4. Changes in “Clastic Ratio” along the Aslanlı section

Genel olarak olağan koşullarda kalsit çökelirken, su sıcaklığının nispeten daha yüksek olduğu evrelerde aragonit ve Mg’ca zengin kalsit çökelmiştir. Jips buharlaşmanın etkili olduğu dönemleri karakterize etmektedir. Buna göre istifin ilk 6 m’lik kesiminde çökelen karbonat minerallerinin değişken oluşu bu evrede su sıcaklığının da değişken olduğunu düşündürmektedir. İstifin üst seviyelerine doğru aragonit ve dolomit minerallerinin varlığı bu evrede su sıcaklığının daha da arttığını göstermektedir.

Petrografik Özellikler

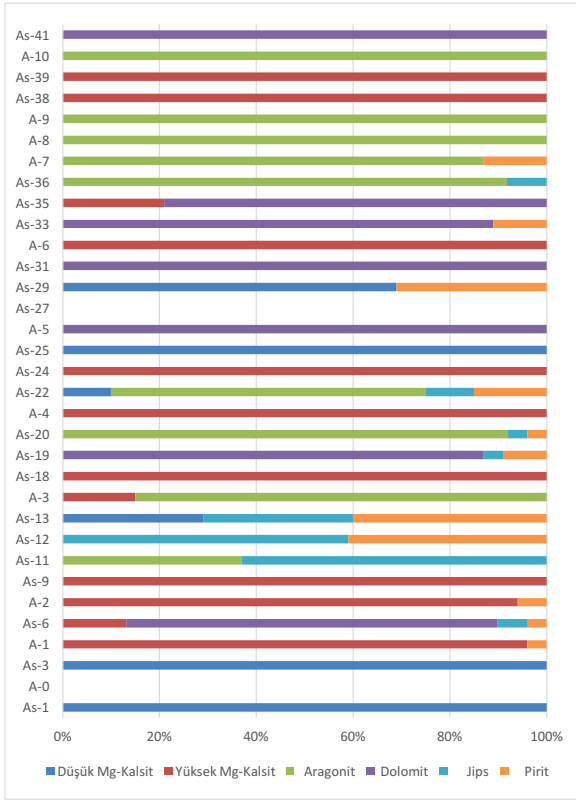
Aslanlı kesiti boyunca derlenmiş örneklerin petrografik incelemeleri, bunların kilce zengin, karbonatça zengin ve kil ve karbonatça zengin olmak üzere üç grupta toplandığını göstermiştir.



Şekil 5. Aslanlı kesiti boyunca “Karbonat/Kil Mineralleri Oranının” değişimi

Figure 5. Changes in “Carbonate/Clay Minerals Ratio” along the Aslanlı section

Kil minerallerince zengin örneklerin az sayıda olduğu, laminalı yapı gösterdikleri ve organik maddece zengin oldukları saptanmıştır. Karbonatça zengin örnekler mikritik çimentolu olup, yer yer kil mineralleri ve kuvars taneleri içerirler. Bazı örneklerde ikincil opal-CT, ostrakod ve gastropod kavkı parçaları ve markasite raslanmıştır. Örneklerin çoğu kil ve karbonatça eşit oranda zengindir. Bu örneklerin genelinde laminalı yapı gözlenmiştir. Örneklerin mikrokristalen yapıda oluşu nedeniyle kil ve karbonat grubu minerallerinin türleri saptanamamıştır. Karbonatlı litolojiler mikritik çimentoludur ve açık gri renkli olarak gözlenmiştir. Organik maddece zengin olanlar ise kahverengidir. Yer yer gözenek dolgusu olarak Opal-CT saptanmıştır. Opal-CT gri rengi ve ışınal kristal yapısıyla ayırdedilmiştir.



Şekil 6. Aslanlı Kesiti boyunca karbonat grubu minerallerinin dağılımı.

Figure 6. Proportions of carbonate group minerals in samples from Aslanlı section

Örneklerin yukarıda tanımlanan petrografik özellikleri çökelme ortamının kil ve karbonat çökeliiminin gerçekleşmesine uygun özellikler sergilediğini, ortama önemli miktarda kaba kırıntılı malzemenin taşınmadığını, mikrolaminalanmaya izin veren sakin ve düşük enerjili bir ortamın söz konusu olduğunu, markasit ve iyi korunmuş organik maddenin bulunuşu ise ortamın indirgen özellikler taşıdığını göstermektedir. Kaba kırıntılıların bulunmayışı ve laminalanma, hem kara alanında

önemli bir erozyonun gerçekleşmediğini, hem de ortama ulaşan güçlü akıntılarının bulunmadığını düşündürmektedir.

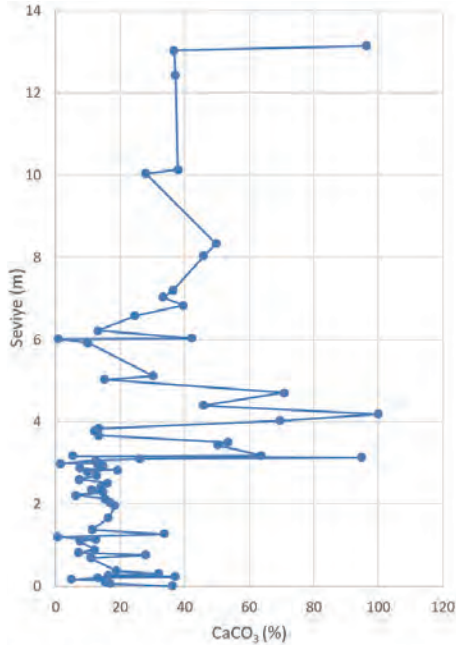
Kimyasal Bileşim

Karbonat Miktarı

Örneklerdeki karbonat (CaCO_3) miktarı Leco analiziyle ölçülmüş olan toplam organik karbon (TOC) ve toplam karbon (TC) miktarları ve aşağıdaki bağıntı kullanılarak hesaplanmıştır (Bernard, vd., 1995).

$$(\% \text{ TC} - \% \text{ TOC}) \times 8,33 = \% \text{ CaCO}_3 \text{ (1)}$$

CaCO_3 miktarının %50'den büyük olduğu örnekler kireçtaşı, %25-50 arasındaki miktarlarda kalsiyum karbonat içerenler ise marn olarak adlanmıştır. Aslanlı kesiti boyunca karbonat miktarları %0,54-100,0 arasında değişmektedir (Çizelge 3; Şekil 7). Tabandan itibaren ilk 1,30 m'lik kesim, %10-40 arasında sık aralıklarla değişen karbonat miktarlarıyla temsil edilmektedir. Bunu karbonat miktarının %20'nin altında olduğu ve büyük değişimler göstermeyen 1,30-3,10 m'ler arasındaki zon izler. 3,10-3,70 m'ler arası %50'den büyük CaCO_3 miktarlarının gözlemlendiği bir kesimdir. Bunu üzerleyen 3,70-4,00 m'ler arasındaki zonda karbonat miktarı hızla %20'lerin altına düşmektedir. 4,00-4,90 m'ler arasında CaCO_3 miktarının tekrar %50'lerin üzerine çıktığı bir kesim ve 4,90-6,00 m'ler arasında düşük CaCO_3 ile karakteristik bir diğer kesim yer alır. 6,00-7,40 m'ler arasında tekrar artan CaCO_3 miktarı %40'lara kadar ulaşarak, 7,40-9,00 m'ler arasında kireçtaşı olarak adlanabilecek oranda (%50<) CaCO_3 içeren bir zona geçer. 9. metreden itibaren CaCO_3 miktarı %40'lar dolayında bir seyir izler (Şekil 7).



Şekil 7. Aslanlı kesiti boyunca kalsiyum-karbonat (CaCO_3) miktarının değişimi

Figure 7. Changes in calcium carbonate (CaCO_3) content along the Aslanlı section

Çizelge 3. Aslanlı Kesiti boyunca derlenmiş örneklerin farklı jeokimya analizleriyle saptanmış; Toplam Organik Karbon (TOC), Toplam Karbon (TC), Toplam Kükürt (TS), Kalsiyum Karbonat (CaCO_3), Rock-Eval Piroliz S1, S2, S3, Hidrojen İndeksi (HI), Oksijen İndeksi (OI) ve Tmax değerleri. (*) ölçülememiş parametreler, (+) olası en yüksek değer.

Table 3. Total Organic Carbon (TOC), Total Sulfur (TS), Calcium Carbonate (CaCO_3), Rock-Eval Pyrolysis S1, S2, S3, Hydrogen Index (HI), Oxygen Index (OI) and Tmax data for samples from Aslanlı section, determined by various geochemical analyses. (*) not determined, (+) determined as possible highest value.

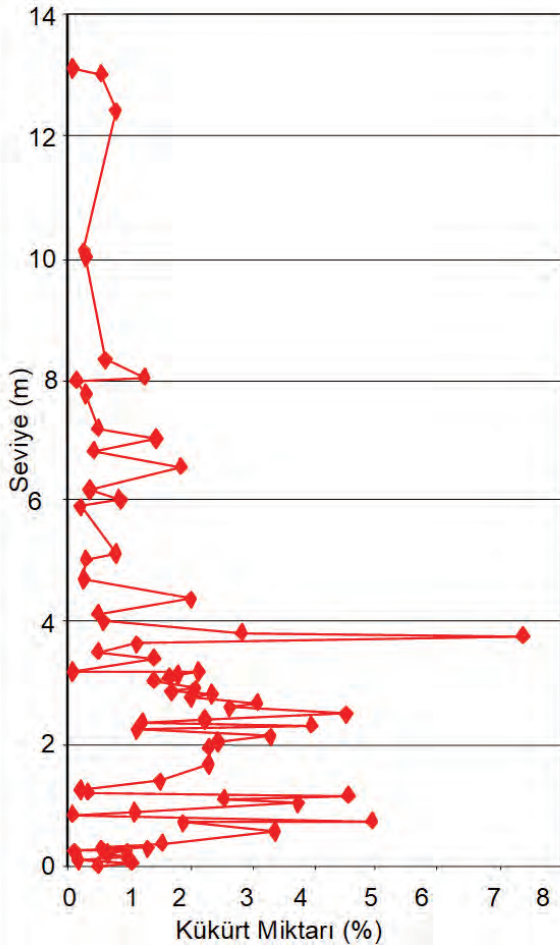
Örnek No	Tabandan Mesafe (m)	TOC (%)	TC (%)	TS (%)	CaCO_3 (%)	S1 (mgHC/g örnek)	S2 (mgHC/g örnek)	S3 (mgCO ₂ /g örnek)	HI (mgHC/g TOC)	OI (mgCO ₂ /g TOC)	Tmax (°C)
ARS 1	0,01	14,44	18,77	0,49	36,12	2,86	79,84	4,45	553	31	430
ARS 2	0,06	54,81	56,84	1,08	16,92	3,17	71,63	35,05	131	64	400
ARS 3	0,10	2,20	4,03	0,19	15,25	0,09	1,30	3,53	59	160	425
ARS 4	0,14	54,85	56,78	0,98	16,08	3,18	74,90	34,79	137	63	403
ARS 5	0,17	33,69	34,28	0,66	4,87	1,06	33,87	20,74	101	62	414
ARS 6	0,21	47,76	49,33	0,96	13,12	1,63	57,89	25,26	121	53	411
ARS 7	0,24	1,53	5,97	0,14	37,00	0,07	1,12	3,25	73	212	429
ARS 8	0,26	32,55	34,49	1,33	16,17	12,07	201,05	11,95	618	37	428
ARS 9	0,30	10,49	14,32	0,58	31,87	1,21	34,87	6,44	332	61	429
ARS 10 A	0,38	58,23	60,49	1,54	18,79	2,00	69,06	32,04	119	55	399
ARS 10 C	0,69	44,93	46,23	1,88	10,79	4,60	121,41	27,53	270	61	414
ARS 11	0,76	21,56	24,92	4,91	28,00	1,34	56,02	14,21	260	66	419
ARS 12	0,82	0,88	1,73	0,10	7,08	0,04	0,36	1,76	40	200	428
ARS 13 A	0,90	38,82	40,27	1,10	12,12	3,48	76,95	21,16	198	55	403
ARS 13 C	1,09	51,52	52,42	2,53	7,50	2,46	71,06	34,65	138	67	404
ARS 14	1,14	52,93	54,41	4,54	12,33	8,08	291,03	22,35	550	42	423
ARS 15	1,20	0,86	0,93	0,36	0,54	0,05	0,29	0,70	34	81	409

Kükürt Miktarı

Kükürt kayaçların bünyesinde, organik maddenin bileşiminde ve/veya inorganik olarak iki ayrı şekilde bulunabilmektedir. Aslanlı kesiti boyunca incelenen istif genelinde saptanan kükürt miktarı %0,09-7,36 arasında değişim göstermektedir (Çizelge 3). İstif'in ilk dört metresinde kükürt miktarı sık aralıklarla değişmektedir. Ancak genel olarak %1'den büyüktür. 4-13 m'ler arasında ise kükürt miktarı %0,5-2,0 arasındadır. Ancak büyük salınımlar yapmamaktadır (Şekil 8). Hem kükürt içeren minerallerin varlığı, hem de organik maddece zengin düzeylerin bulunuşu nedeniyle örneklerdeki kükürt her ikisinden kaynaklanıyor olmalıdır.

Çizelge 3'in devamı / Continuation of Table 3

Örnek No	Tabandan Mesafe	TOC	TC	TS	CaCO ₃	S1	S2	S3	HI	OI	Tmax
	(m)	(%)	(%)	(%)	(%)	(mgHC/ g örnek)	(mgHC/ g örnek)	(mgCO ₂ / g örnek)	(mgHC/ g TOC)	(mgCO ₂ / g TOC)	(°C)
ARS 16	1,27	7,22	11,27	0,21	33,75	1,20	29,88	4,75	414	66	419
ARS 17 A	1,38	57,72	59,06	1,51	11,17	2,31	87,67	31,83	152	55	406
ARS 17 B	1,66	58,62	60,57	2,28	16,29	3,77	103,95	29,40	177	50	418
ARS 17 C	1,95	57,22	59,42	2,67	18,29	4,22	80,05	38,28	140	67	405
ARS 18	2,03	38,78	40,79	2,45	16,79	2,57	66,28	26,13	171	67	414
ARS 19	2,12	53,18	55,03	3,29	15,37	1,98	46,20	38,10	87	72	406
ARS 20	2,21	17,38	18,14	1,13	6,33	2,11	43,28	13,08	249	75	420
ARS 21	2,29	49,62	51,38	3,95	14,71	3,57	82,14	34,13	166	69	404
ARS 22	2,35	29,93	31,26	1,23	11,04	3,11	74,14	18,17	248	61	412
ARS 23 A	2,41	52,08	53,76	2,22	14,00	2,13	66,27	36,69	127	70	402
ARS 23 B	2,51	46,22	48,14	4,52	16,04	6,31	135,09	36,93	292	80	411
ARS 23 C	2,60	58,03	58,90	2,62	7,21	2,94	107,83	25,00	186	43	405
ARS 23 D	2,69	57,82	59,33	3,09	12,54	3,07	88,19	32,73	153	57	398
ARS 24	2,79	37,49	38,67	2,00	9,87	2,95	60,51	24,45	161	65	412
ARS 25 A	2,83	51,57	53,87	2,34	19,21	2,24	57,93	34,00	112	66	412
As1	2,87	29,40	30,30	1,69	7,50	1,19	38,01	*	129	*	423
A0	2,90	35,25	*	*	*	1,81	*	27,07	158	77	412
ARS 25 B	2,92	52,38	54,14	2,08	14,67	2,22	81,58	53,82	156	103	410
As3	2,98	2,26	2,43	0,14	1,42	0,09	1,33	1,72	59	76	418
ARS 26	2,98	33,25	34,80	1,13	12,92	1,59	57,44	*	173	*	420
ARS 27 A	3,05	36,04	37,53	1,42	12,42	1,80	63,93	22,06	177	61	423
ARS 27 B	3,10	32,83	35,96	1,66	26,12	1,75	51,75	23,03	158	70	424
A1	3,13	4,19	15,55	1,80	94,71	0,86	19,21	3,10	459	74	410
ARS 27 C	3,17	51,65	52,28	2,13	5,25	4,62	117,92	24,71	228	48	403
As6	3,18	2,60	10,25	0,10	63,75	0,48	12,93	*	497	*	422
A2	3,43	2,15	8,17	1,41	50,17	0,44	8,08	1,47	377	69	417
As9	3,50	4,18	10,60	0,51	53,50	1,28	24,50	*	586	*	426
As11	3,67	52,00	53,60	1,14	13,33	3,00	95,27	*	183	*	404
As12	3,77	3,40	4,85	7,36	12,08	0,08	0,47	*	14	*	411
As13	3,83	38,45	40,05	2,83	13,33	3,74	115,79	*	301	*	424
A3	4,03	8,06	16,40	0,61	69,54	3,37	55,69	4,12	692	51	426
As18	4,18	1,85	14,55	0,51	100,0*	0,19	9,07	*	491	*	422
As19	4,40	1,50	6,99	2,00	45,75	0,14	5,53	*	3689	*	419
As20	4,71	4,35	12,85	0,27	70,83	1,60	27,77	*	638	*	430
A4	5,03	3,07	4,89	0,32	15,13	1,37	20,82	1,28	678	42	416
As22	5,12	6,11	9,74	0,77	30,25	1,71	41,49	*	679	*	428
As24	5,92	5,17	6,37	0,21	10,00	1,15	36,66	*	709	*	426
As25	6,01	0,61	0,70	0,88	0,75	0,08	0,79	*	129	*	424
A5	6,03	5,55	10,60	0,86	42,13	3,91	44,47	2,07	802	37	430
As27	6,21	8,28	9,85	0,39	13,08	1,23	55,43	*	669	*	424
As29	6,57	34,45	37,40	1,86	24,58	11,40	314,20	*	912	*	437
As31	6,83	6,81	11,55	0,43	39,50	3,74	62,01	*	910	*	434
A6	7,03	16,65	20,65	1,43	33,33	6,81	138,26	5,45	830	33	431
As33	7,19	5,40	9,76	0,50	36,33	2,50	43,54	*	806	*	431
A7	8,03	10,25	15,75	1,25	45,83	3,95	68,22	4,44	666	43	419
A8	8,33	4,83	10,80	0,64	49,75	2,85	31,75	2,08	657	43	425
A9	10,03	4,87	8,22	0,32	27,92	1,73	29,56	2,21	608	45	422
As38	10,13	3,69	8,23	0,27	37,83	0,86	26,55	*	720	*	427
As39	12,42	10,35	14,80	0,78	37,08	2,67	84,17	*	813	*	432
A10	13,03	4,95	9,37	0,57	36,79	2,73	26,32	2,26	531	46	424
As41	13,14	2,75	14,30	0,09	96,25	0,34	27,15	*	987	*	435



Şekil 8. Aslanlı kesiti boyunca kükürt miktarının değişimi

Figure 8. Changes in sulfur content along the Aslanlı Section

Su Kütlesinin Özellikleri

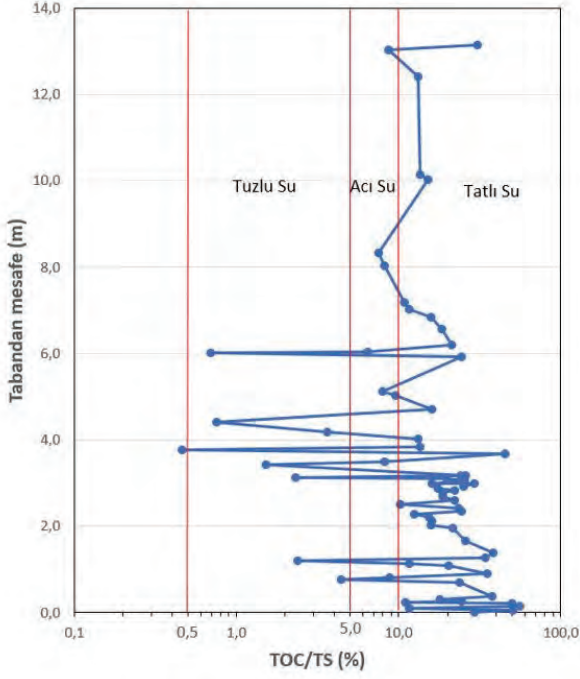
Su Kimyası

Çökelme ortamındaki su kütlesinin kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla toplam organik karbon (TOC) ve toplam kükürt (TS) miktarları kullanılmıştır. Bu yaklaşımın temelini, bir ortamda sülfat indirgenmesi sürecinde etkili olan sülfat ve organik madde miktarı arasındaki denge oluşturmaktadır. Denizel ortamlarda yeterli sülfat (ortalama, 28mmol/L SO_4) bulunduğu için pirit indirgenen sülfat için sınırlayıcı faktör, sudaki demir ve/veya organik madde miktarı olurken,

tatlı su ortamlarında yeterli sülfatın bulunmayışı bu dengeyi bozmakta, erken diyajenez süresince oluşacak pirit miktarını sınırlamaktadır (Berner, 1970; 1981; 1982; Leventhal, 1983; 1987; Westrich, 1983). Sonuç olarak, tatlı su çökellerinde denizel çökellere göre daha fazla miktarda organik madde ve Fe mineralleri bulunsa bile daha az pirit ve buna bağlı olarak daha az kükürt oluşmaktadır (Berner, 1981; Leventhal, 1987). Bu nedenle de, TS-TOC diyagramı ve TOC/TS oranı yardımıyla su kütlesinin özellikleri saptanabilmektedir (Berner ve Raiswell, 1983; Raiswell ve Berner, 1985). 0.5-5 arasındaki TOC/TS oranları denizel-tuzlu su ortamına, 5-10 arasındaki değerler acı su ortamına, 10'dan büyük değerler ise tatlı su ortamına işaret etmektedir.

TOC/TS oranının Aslanlı kesiti boyunca değişimi Şekil 9'da görülmektedir. İstifin ilk dört m'inde, kısa süreli sapmalar olsa da, değerler çoğunlukla tatlı su ortamına işaret etmektedir. 4-6 m'ler arasında acı ve tuzlu su ortamı söz konusudur. 6-13 m arasında genel olarak tekrar tatlı su ortamı görülmektedir. Ancak, 6-8 m arasında acı su alanına düşen örnekler de bulunmaktadır (Şekil 9). Bu verilerin ışığında kömür-bitümlü marn geçişinin gerçekleştiği dönemlerde su kütlesinin tatlı sudan önce acı - tuzlu suya ve tekrar tatlı suya değiştiğini söylemek olasıdır.

Ortamın TOC-TS ilişkisi yardımıyla tanımlanması için Leventhal (1987) tarafından geliştirilen grafik kullanılmıştır. Bu grafikte ortamlar; öksinik denizel, normal denizel ve denizel olmayan ortamlar olarak ayırtlanmıştır. Bu yöntemin TOC miktarı <10 olan örneklerde uygulanmasının daha güvenilir olduğu önerilmekte ise de (Berner ve Raiswell, 1983), bu çalışmada test amacıyla TOC miktarı gözetilmeksizin tüm örnekler değerlendirilmiştir. Test, TOC miktarı %10'dan büyük ve küçük olan örneklerin kümelendiği alanların değişmediğini ve örneklerin büyük çoğunluğunun denizel olmayan alanda yoğunlaştığını göstermiştir (Şekil 10).



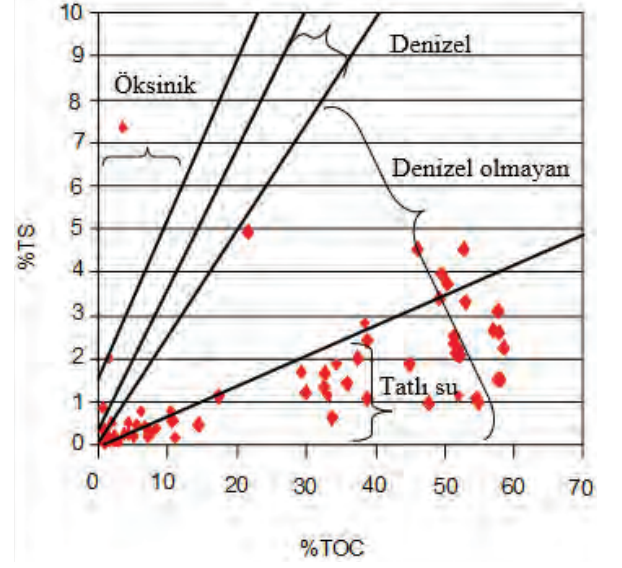
Şekil 9. Aslanlı kesitinden derlenen örneklerin çökeltme ortamlarının TOC/TS oranına göre saptanmış su kimyası özellikleri.

Figure 9. Water chemistry of depositional environment for samples from Aslanlı section defined according to TOC/TS ratio.

Karbonat minerallerinin çeşitliliği de su kimyası için bir diğer göstergedir. Göller de ilksel aragonit, $Mg/Ca > 12$ ve Mg' ca zengin kalsit Mg/Ca 2-12 oranına ulaştığında oluşmaktadır (Müller, 1970; Müller, vd., 1972). Mg miktarının artışı, ortamın alkali ve tuzlu olduğunu göstermektedir. Nitekim Aslanlı Kesitinde Mg' ca zengin kalsit ve dolomit minerallerinin bulunduğu seviyeler TOC/TS sonuçlarına göre acı ve tuzlu suyun bulunduğu evrelere karşılık gelmektedir.

Redoks Potansiyeli

Redoks potansiyeli bir ortamın kimyasal olarak yükseltici ya da indirgeyici özellikte olup olmadığının göstergesidir. Bu çalışmada, ortamın paleoredoks koşullarını saptamak için Th/U oranı



Şekil 10. Aslanlı kesitinden derlenen örneklerin çökeltme ortamlarının bu ortamlardaki su kütlesinin kimyasal özelliklerine göre tanımlanması.

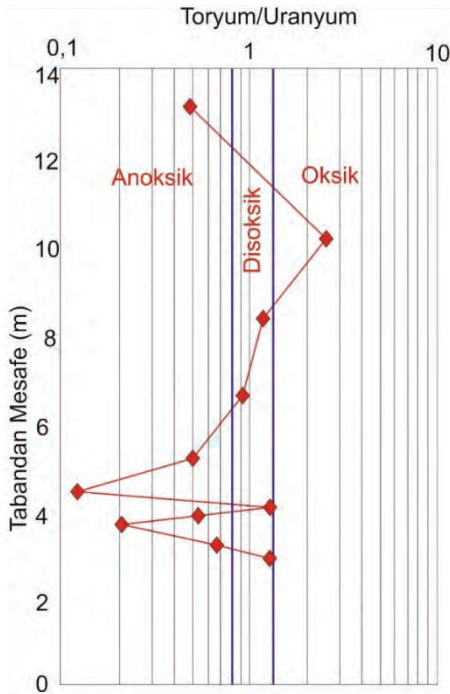
Figure 10. Water chemistry of depositional environment for samples from Aslanlı section defined according to TOC and TS contents.

ve TOC-TS ilişkisinden yararlanılmıştır. Th/U oranının redoks potansiyelinin bir göstergesi olarak kullanılmasının nedeni, suda çözülmüş olan Uranyumun (U^{+6}) indirgeyici koşullarda çözülmüş olarak ayrılacak şekilde çökmesi (Morford ve Emerson, 1999), buna karşın Toryumun mineral madde içinde sabit kalmasıdır (Langmuir, 1978; Jones ve Manning, 1994). U^{+6} 'nın U^{+4} 'e indirgenerek çökmesi çökeltilerdeki uranyum miktarının artmasına neden olmaktadır. Toryum ise sudaki oksijen konsantrasyonundan etkilenmeksizin duraylılığını korumaktadır. Bundan yola çıkarak, Wignall ve Myers (1988) otojenik uranyum miktarının bir redoks göstergesi olarak kullanabileceğini öne sürmüşlerdir. Bu araştırmacılar olağan oksijenli koşullarda oluşmuş çökeltilerdeki U miktarının Th'dan 3 kat daha az olduğunu deneysel olarak saptamışlar ve bu yolla ortamdaki oksijen miktarına bağlı redoks potansiyelinin saptanabileceğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada

Tyson ve Pearson (1991) tarafından önerilen Th/U eşik değerleri kullanılmıştır. Buna göre Th/U oranının 0,1-0,8 arasında olduğu değerler anoksik, 0,8-1,33 arasındaki değerler yarıoksik (suboksik, disoksik), 1,33-10,0 arasındaki değerler ise oksik (oksitleyici) ortamı karakterize etmektedir.

Şekil 11’de Th/U oranına göre Aslanlı kesiti boyunca redoks potansiyelindeki değişimler görülmektedir. Buna göre istif iki kesime ayrılabilir. İstifin ilk 6 m’si anoksik-oksik değişimler göstermesine rağmen genellikle anoksik-disoksik koşullarla karakterize edilmektedir.

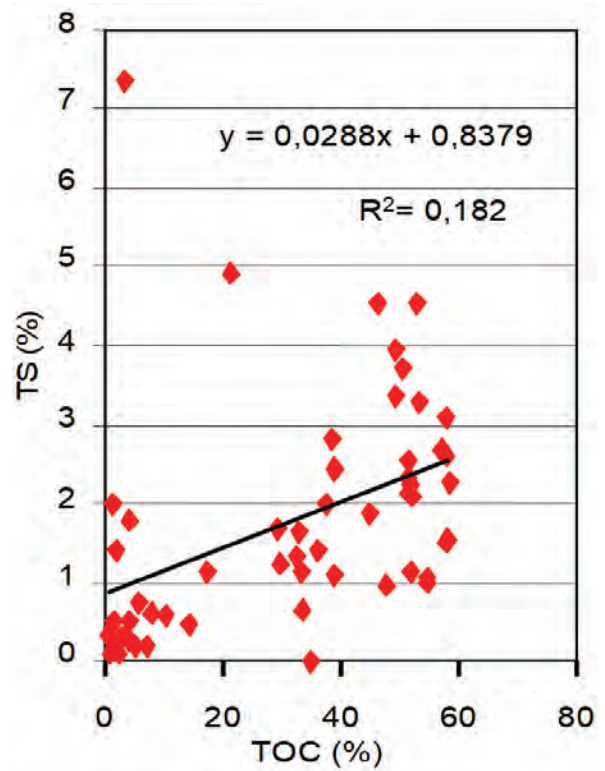
İkincisi 6-13,5 m arasındaki kesimdir. Bu seviyede de ortam koşulları değişkenlik göstermektedir. Ortam burada disoksik koşullardan, önce oksik ve daha sonra da anoksik koşullara doğru değişmektedir (Şekil 11). Bununla beraber alt kesimlere göre indirgeyici koşulların daha az etkili olduğu görülmektedir.



Şekil 11. Aslanlı kesiti boyunca Th/U oranının ve redoks potansiyeli özelliklerinin değişimi

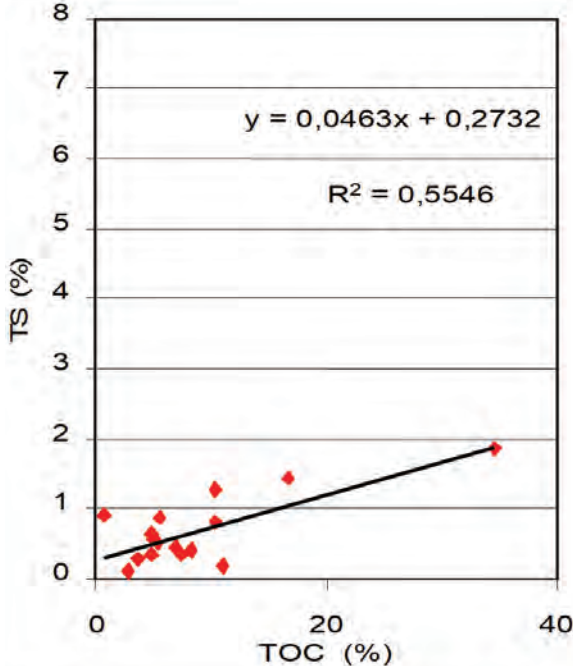
Figure 11. Changes in Th/U Ratio and redox potential along the Aslanlı section

Paleoredoks koşullarının TOC-TS ilişkisi gözetilerek değerlendirilmesinde, Th/U oranı sonuçları gözönüne alınarak bir gruplandırma yapılmıştır. Bu bağlamda istifin ilk 6 m’si ile bunun üzerindeki kesim ayrı ayrı ele alınmıştır. İstifte ilk 6 m’lik kesimi temsil eden örneklerdeki ortalama trend TS eksenini 0,84 gibi pozitif bir değerde kesmektedir (Şekil 12). Buna göre, bu kesimin çökmesi sırasındaki ortam koşulları indirgen olup, redoks potansiyelinin yüksek olduğu bir evre söz konusudur. 6,0-13,5 m arasındaki ikinci seviyede %TOC ve %TS değerlerinin izlediği ortalama trend ise TS eksenini 0,27’de kesmektedir. Bu değer ilk seviyeye oranla daha küçük olması, ortamın anoksiklik düzeyinin daha düşük olduğuna işaret etmektedir (Şekil 13).



Şekil 12. TOC-TS ilişkisine göre Aslanlı kesitinin tabandaki 6 m’lik kesimi için redoks potansiyelinin değerlendirmesi.

Figure 12. Redox potential of the first 6 meters of Aslanlı section according to TOC-TS contents



Şekil 13. Aslanlı kesitinin 6-13,5 m'ler arasındaki kesimi için redoks potansiyelinin TOC-TS ilişkisine göre değerlendirmesi.

Figure 13. Redox potential of the interval between 6 and 13.5 meters of Aslanlı section according to TOC-TS contents.

Organik Fasiyes Özellikleri

Organik fasiyes, bir birimin inorganik özellikleri dikkate alınmaksızın, sadece içerdiği organik maddenin özelliklerine göre, birlikte bulunduğu diğer birimlerden ayırt edilmesini ve ayrı haritalanmasını sağlayan özelliklerin toplamı olarak tanımlanmaktadır (Jones, 1987; Jacobson, 1991). Aslanlı kesiti boyunca istifin organik fasiyes özellikleri örneklerdeki organik madde miktarı, türü ve olgunluğu saptanarak değerlendirilmiştir.

Organik Madde Miktarı

Aslanlı kesiti boyunca toplam organik karbon miktarı (TOC) %1-58 arasında değişmektedir (Çizelge 3). Organik karbon miktarının değişimi gözetildiğinde iki kesim ayırt edilmektedir (Şekil 14). İstifin ilk 4 m'lik kesimi organik maddece zengin olup, organik karbon miktarı genel

olarak %30-40'dan yüksektir. İstifin 4,0-13,5 m'ler arasındaki kesiminde ise organik madde miktarında belirgin bir azalış gözlenmektedir. Bu kesimde organik madde miktarı ortalama olarak %10'dur. Çökellerdeki organik madde miktarı biyolojik üretkenlik ve korunmayı kolaylaştıran faktörlerin etkinliğine bağlı olarak artmaktadır (Tissot ve Welte, 1984; Littke, vd., 1997). Aslanlı kesitindeki ilk 4 m'lik kesiminde organik madde miktarının yüksek oluşu, ortam koşullarının biyolojik üretkenlik ve sedimenter süreçler bakımından çok elverişli bir düzeyde olduğunu yansıtmaktadır. İstifin 4,0-13,5 m. arasındaki kesimde organik madde miktarının azalmış olması, ortam koşullarının organik madde zenginleşmesinin aleyhine değiştiği bir dönemi düşündürmektedir. Ortamın indirgenliğinin (redoks potansiyelinin) bu kesimde de büyük ölçüde korunduğu gözetildiğinde, organik madde miktarındaki azalma biyolojik üretkenlikle ilişkili olmalıdır. Bu husus, bu kesimdeki organik maddenin büyük ölçüde alglerden oluşmasıyla da desteklenmektedir. Olumsuz koşullarda da yaşamını sürdürme becerisine sahip Botryococcus türü alglerin baskın oluşu, biyolojik çeşitliliğin azaldığını göstermektedir (Dikmen, 2005). Bu husus ayrıca, bitkisel (karasal) organik maddenin ortama taşınmasında da bir kesikliğın söz konusu olduğunu düşündürmektedir.

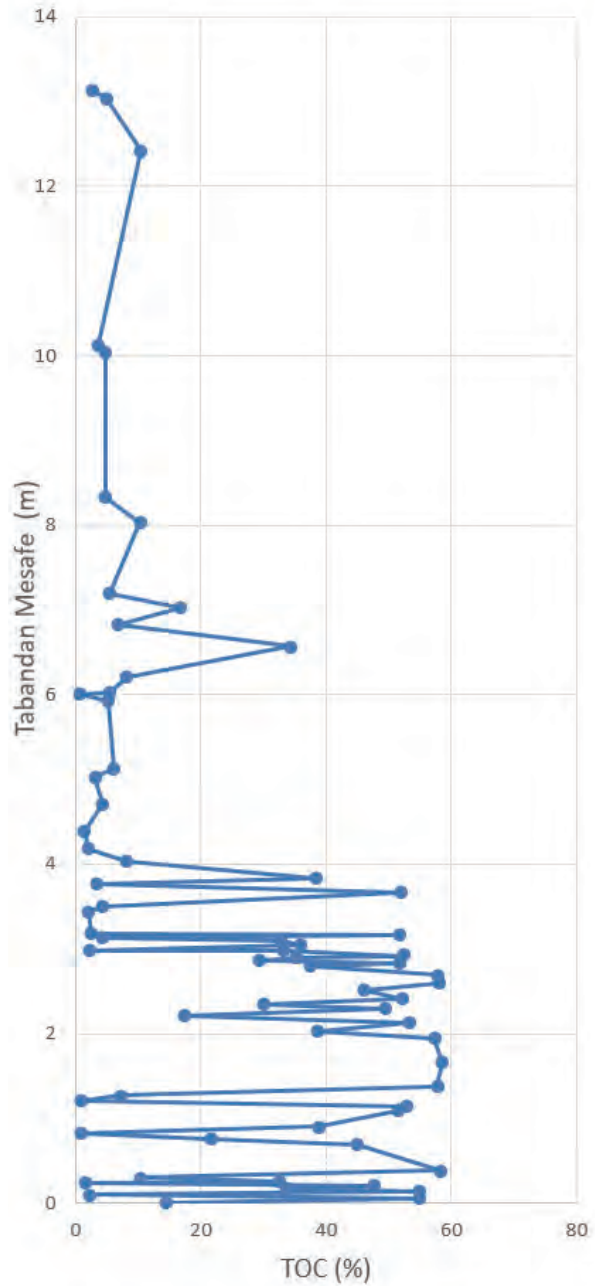
Organik Madde Türü

Organik madde türünün belirlenmesi için organik jeokimyasal (Rock-Eval Analizi) incelemelerden yararlanılmıştır. Rock-Eval piroliz yöntemiyle, organik madde türü tayininde HI-T_{max} ve S2-TOC diyagramları kullanılmıştır. Şekil 15'de Aslanlı kesiti örneklerinin üç farklı tür organik maddeyi temsil eden alanlara dağıldığı görülmektedir. Aslanlı kesiti için S2-TOC sonuçları HI-T_{max} ilişkisine göre saptanan sonuçları doğrulamaktadır (Şekil 16). Buna göre Aslanlı kesiti boyunca, Tip I, Tip II ve Tip III olarak adlanan üç farklı organik madde türünü içeren seviyeler bulunmaktadır.

Gerek HI-Tmax ve gerekse S2-TOC diyagramları incelenen istifte her üç türde organik maddenin bulunabileceğini göstermişse de, diyagramların tabiatı gereği organik madde türünün kesit boyunca sistematik bir değişim gösterip göstermediği bu aşamada saptanamamıştır. Bu yönde bir yaklaşım, hidrojen indeksi değerlerine göre organik maddenin hümik, karışık ve sapropelik olarak ayırtlanması yoluyla denenmiştir. Bu ayırt için kullanılan eşik değerleri şunlardır: Hümik Organik Madde, $HI < 200$ mgHC/gTOC; Karışık Organik Madde, $200 < HI < 600$ mgHC/gTOC; Sapropelik Organik Madde, $HI > 600$ mgHC/gTOC. Aslanlı kesiti boyunca oldukça sık aralıklarla değişen HI değerlerine göre istif iki zona ayrılabilir. Tabandan ilk 4 m'lik kesim genel anlamda hümik organik maddece zengindir. Bu kesimde karışık olarak adlanabilecek bir organik madde içeren seviyeler de bulunmaktadır. İstifin 4-13,5 m'ler arasındaki kesimi ise, karışık organik madde içeren ince birkaç seviye dışında, sapropelik organik madde bakımından zengindir (Şekil 17).

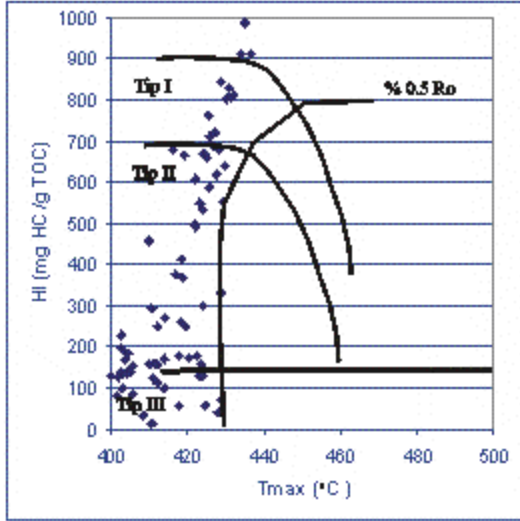
Organik Maddenin Olgunluğu

Organik maddenin kimyasal ve fiziksel özellikleri artan gömülmeye (sıcaklığa) bağlı olarak değişmektedir. Olgunlaşma olarak adlanan bu sürecin aşamaları organik maddenin bazı özelliklerinin ölçülmesi yoluyla saptanabilmektedir. Bunların en başında vitrinit yansıması değerleri gelmektedir (Stach vd., 1982; Tissot ve Welte, 1984). Rock-Eval Piroliz analizi sırasında ölçülen T_{max} değeri de yaygın olarak kullanılan göstergelerden biridir (Espitalié, vd., 1977). Aslanlı kesitinde organik madde olgunluğu T_{max} değerleriyle saptanmıştır. Örneklerin büyük çoğunluğunda T_{max} değerlerinin < 435 °C olması nedeniyle organik maddenin henüz olgunlaşmamış olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 15). Organik maddenin henüz olgunlaşmamış ve miktarının yüksek oluşu, çökel istifinin "bitümlü çökeller" olarak adlanmasının isabetli olduğunu göstermektedir.



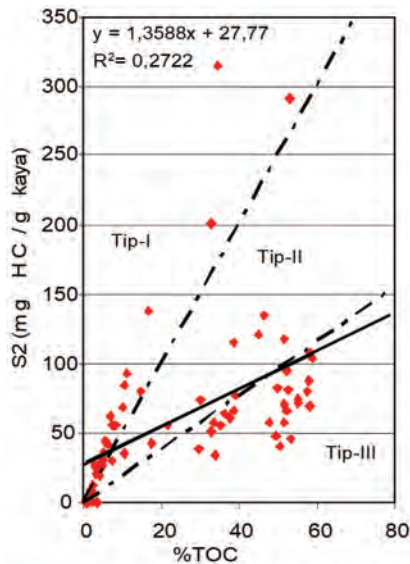
Şekil 14. Toplam Organik Karbon (TOC) miktarının Aslanlı kesiti boyunca değişimi

Figure 14. Changes in Total Organic Carbon (TOC) content along Aslanlı section



Şekil 15. HI-Tmax diyagramında Aslanlı Kesiti boyunca gözlenen organik madde türleri. Her üç organik madde türüne (Tip I, Tip II, Tip III) sahip örneklerin bulunduğu ve bunların olgunluğunun % 0,5 Ro vitrinit yansıması değerinden daha düşük olduğu görülmektedir.

Figure 15. The HI-Tmax diagram for the Aslanlı section. Samples contain all the three types of kerogen (Type I, II, III), which are immature (maturity is < 0.5% Ro)



Şekil 16. S2-TOC ilişkisine göre Aslanlı kesitinden derlenen örneklerin organik madde türleri

Figure 16. Type of organic material in samples from Aslanlı section according to S2-TOC data

Organik Fasiyes ve Değişimleri

Aslanlı Kesiti boyunca organik maddenin yukarıda değinilen özelliklerinin (organik madde miktarı, türü ve olgunluğu) ışığında Jones (1987)'e göre saptanmış olan organik fasiyesler Çizelge-4'de listelenmiştir. 13,5 metrelik kesit boyunca organik fasiyesleri farklı 29 düzey belirlenmiştir.

Çökel istifin organik fasiyes özellikleri tabandan tavana doğru, bitkisel kökenli organik maddeye baskın bir fasiyesten alg kökenli organik madde türünün baskın olduğu bir fasiyese doğru değişmektedir. Bu bağlamda istif üç kesime ayrılabilir. Birinci kesim istifin tabanından 3,96 m'ye kadar olan kesimdir ve bu kesimde C ve CD fasiyesleri baskındır (Şekil 20). Yukarıda da belirtildiği gibi, C ve CD fasiyes türü bitkisel kökenli organik maddeyi temsil etmektedir. Bu kesimdeki organik madde miktarı da yüksektir. Organik madde miktarının yüksek oluşu birincil üretimin fazla ve korunumun iyi olduğunu göstermektedir. Bu evredeki organik maddenin bitkisel kökenli oluşu, bölgedeki iklim koşullarının bitki örtüsünün gelişmesine uygun, nemli ve ılıman olduğunu yansıtmaktadır. İkinci kesim; 3,96-6,02 m'ler arasındaki kesimdir. Bu kesimde AB fasiyes türleri baskınsa da, aralarında zaman zaman karasal kökenli organik madde içeren zonlara da rastlanmaktadır. Bu kesimde organik fasiyesin yanı sıra organik madde miktarları da değişkendir. Bu veriler bitkisel fasiyesten, algal fasiyese geçiş aşamasında organik madde türü ve korunumu bakımından hızlı değişimlerin yaşandığına işaret etmektedir (Şekil 20). 6,02-13,55 m'ler arasındaki üçüncü zon algal organik madde ile karakterize edilen A ve AB fasiyesi özellikleri göstermektedir. Bu zonda organik madde miktarı ilk zona göre daha düşüktür. Bu durum ortam şartlarının organik madde üretimi ve korunumunu kısıtlayacak şekilde değiştiğine işaret etmektedir. Bu evredeki organik madde türünün neredeyse sadece tek bir cinsle temsil edilen alg kökenli olması, ekolojik koşulların önceki evrelere göre daha olumsuz olduğunu göstermektedir. Su kimyasındaki acı

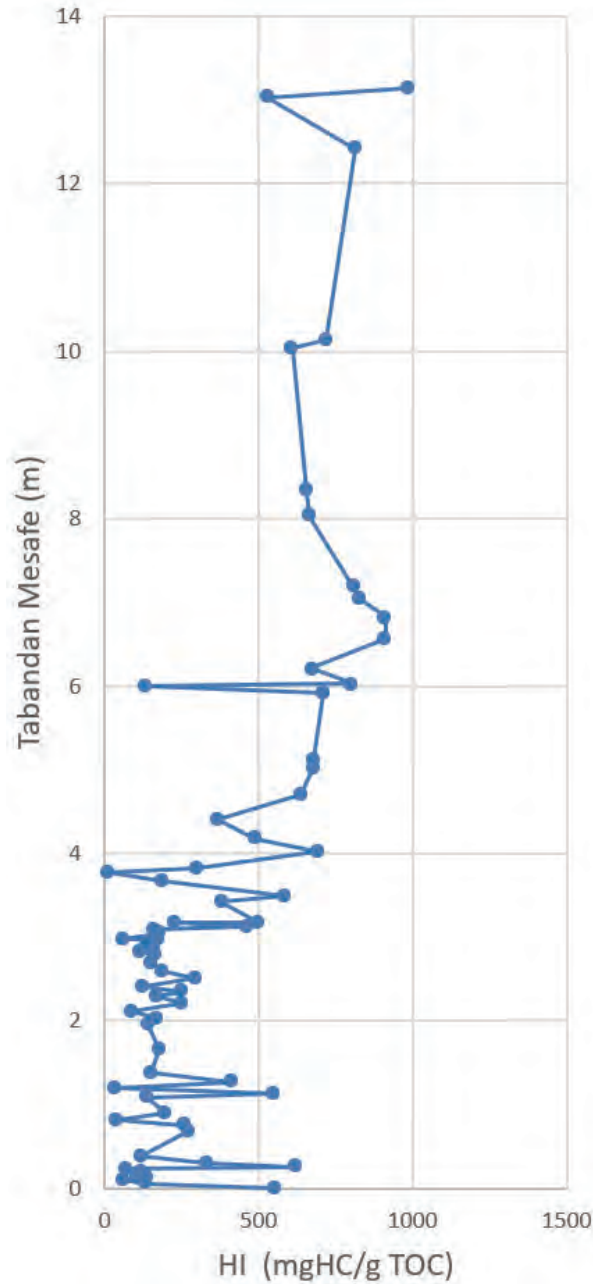
su-tuzlu su yönündeki değişim de bunun bir göstergesidir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu bölümde Seyitömer havzasındaki kömür bitümlü marn birlikteliği; önce çökme ortamı, ardından da bu ortamda gelişen organik fasiyes açısından tartışılacak ve ulaşılan sonuçlar sunulacaktır.

Aslanlı kesiti boyunca toplam kalınlığı 13,5 m'yi bulan istif, organik maddece zengin ince taneli kırıntılı ve karbonatlı litolojiler ile değişik nitelikli kömürlerin ardalanmasından oluşmaktadır. Mineralojik bileşimden yola çıkılarak oluşturulmuş değişik oranlar kömürce zengin düzeylerdeki çökmenin kırıntılı baskın veya karbonatça baskın gerçekleştiğini, bitümlü marnca zengin düzeylerin ise bu anlamda dengeli bir birliktelik sunduğunu göstermiştir.

Petrografik incelemeler, makrolitolojik gözlem ve mineralojik bileşim sonuçlarını desteklemiştir. Su kimyasına yönelik değerlendirmeler, başlangıçta tatlı olan suyun kimyasının zamanla acılaşıma ve tuzlanma yönünde değiştiğini göstermiştir. İstifin çökmesi sırasında genellikle anoksik bir ortam söz konusu olmuşsa da, redoks potansiyeli zaman zaman azalarak suboksik (disoksik), hatta kısa süreli oksik koşulların ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu özellikler topluca değerlendirildiğinde çökme ortamının oldukça düşük enerjili, ince kırıntılı ve kimyasal çökmenin gerçekleştiği, organik madde üretimi ve korunması açısından uygun koşullara (tabakalı bir su kütlesi) sahip olduğu sonucuna varılmıştır. Tüm bu özellikler, su derinliği değişken bir göl ortamını yansıtmaktadır. Bu fasiyes genellikle dengeli dolan göllerde gelişmektedir (Carrol ve Bohacs, 1999; Bohacs, vd., 2000). Dengeli dolan bu göl ortamındaki çökme koşullarının zamanla değiştiği görülmektedir. Nitekim kömür-bitümlü marn geçişinin gözlemlendiği kesim iki ayrı zona ayrılmaktadır. İlk zon tabandan itibaren ilk 4 m'lik kesimdir.



Şekil 17. Hidrojen İndeksinin (HI) Aslanlı kesiti boyunca değişimi.

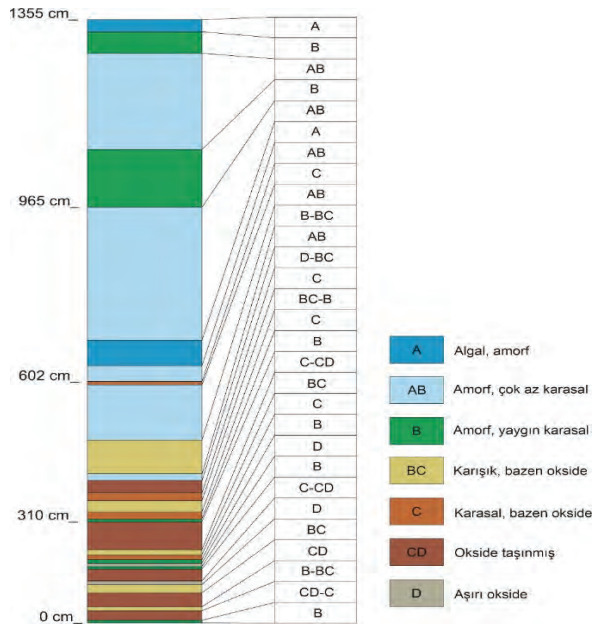
Figure 17. Changes in Hydrogen Index (HI) along Aslanlı section

Çizelge 4. Aslanlı Kesiti boyunca ayırtlanmış organik fasiyesler, kalınlıkları ve organik madde özellikleri
Table 4. Thickness and properties of organic facies differentiated along the Aslanlı section.

Kesit Tabanından Mesafe (cm)	Organik Fasiyes	Organik Madde Özellikleri
0-5	B	Amorf, yaygın karasal
5-25	CD - C	Okside, taşınmış – Karasal bazen okside
25-33	B - BC	Amorf, yaygın karasal - Karışık, bazen okside
33 - 62	CD	Okside, taşınmış
62-79	BC	Karışık, bazen okside
79-87	D	Aşırı Okside
87-112	C-CD	Karasal, bazen okside - Okside, taşınmış
112-117	B	Amorf, yaygın karasal
117-124	D	Aşırı Okside
124-131	B	Amorf, yaygın karasal
131-241	C (çok az CD)	Karasal, bazen okside (okside, taşınmış, çok az)
241-252	BC	Karışık, bazen okside
252-310	C-CD	Karasal, bazen okside - Okside, taşınmış
310-315	B	Amorf, yaygın karasal
315-330	C	Karasal, bazen okside
330-354	BC-B	Karışık, bazen okside - Amorf, yaygın karasal
354-370	C	Karasal, bazen okside
370-396	D – BC – karışık zon	Aşırı Okside - Karışık, bazen okside – karışık zon
396-410	AB	Amorf, çok az karasal
410-480	B -BC	Amorf, yaygın karasal- Karışık, bazen okside
480-595	AB	Amorf, çok az karasal
595-602	C	Karasal, bazen okside
602-635	AB	Amorf, çok az karasal
635-688	A	Algal, amorf
688-965	AB	Amorf, çok az karasal
965-1085	B	Amorf, yaygın karasal
1085-1285	AB	Amorf, çok az karasal
1285-1330	B	Amorf, yaygın karasal
1330-1355	A	Algal, amorf

Bu kesim, tane boyu kil-kaba silt arasında olan, laminalı litolojilerden oluşmaktadır. Baskın sedimenter yapının laminalanma oluşu ve küçük tane boyu havzaya gelen malzemenin zayıf akıntılarla taşındığına işaret etmektedir. Su kimyası genel olarak tatlı sudan acı suya geçişi göstermekteyse de, ortamda Mg²⁺ca zengin kalsit ve dolomit oluşumunun gerçekleştiği seviyelerde

acı sudan tuzlu suya geçiş de görülebilmektedir. 4,0-13,5 m arasında kimyasal çökelmenin arttığı ikinci bir zona geçilmektedir. Su kimyası tatlı sudan acı suya değişmiş, ortamın redoks potansiyeli disoksik ve anoksik koşulları karakterize etmektedir. Kesit boyunca gözlenen bu değişimler, göl ortamı değişmese de, koşulların zamanla değiştiğini göstermektedir.



Şekil 18. Aslanlı kesiti boyunca ayırtlanmış organik fasiyesler

Figure 18. Organic facies differentiated along the Aslanlı section

Çökel istifin organik fasiyes özellikleri tabandan tavana doğru, bitkisel kökenli organik maddece baskın bir fasiyesten alg kökenli organik madde türünün baskın olduğu bir fasiyese doğru değişmektedir. İstif organik fasiyese göre üç zona ayrılabilir. Birinci zon; tabandan 3,96 m'ye kadar olan kesimdir ve bitkisel kökenli organik maddeyle temsil edilen C ve CD fasiyeslerince karakterize edilir. Bu kesimde organik madde miktarı yüksektir (%0-50). Organik madde miktarının yüksek oluşu birincil üretimin fazla ve korunumun iyi olduğunu göstermektedir. Bu kesimdeki organik maddenin bitkisel kökenli (hüyük) oluşu, bitki örtüsünün gelişimine elverişli nemli ve ılıman iklim koşullarına işaret etmektedir. İkinci zon; 3,96-6,02 m'ler arasındaki kesimdir ve BC ve AB fasiyesleri arasında değişkenliğin sık gözlemlendiği bir dönemi yansıtmaktadır. Bu kesimde organik fasiyesin yanısıra organik madde miktarları da (%10-50) değişkendir. Bitkisel bir organik fasiyesten, algal fasiyese geçiş aşamasında organik madde

türü ve korunumu açısından hızlı değişimlerin yaşandığı anlaşılmaktadır. Su kimyasındaki acı su-tuzlu su yönündeki değişimler de bunun bir göstergesidir. 6,02-13,55 m'ler arasındaki üçüncü zon, alglerden oluşan bir organik madde ile karakterize edilen A ve AB organik fasiyeslerinin özelliklerini göstermektedir. Bu zonda organik madde miktarı ilk zona göre daha düşüktür (%0-10). Bu durum, ortam koşullarının organik maddenin üretimi ve korunmasını kısıtlayıcı bir şekilde değiştiğine işaret etmektedir. Bu evredeki organik madde türünün neredeyse sadece tek bir cinsle temsil edilen alg kökenli olması ekolojik koşulların ilk evreye göre daha olumsuz olduğunu göstermektedir.

Yukarıda özetlenen değerlendirmeler ve bu çalışmada saptanan diğer özellikler topluca gözetildiğinde, kömür-bitümlü marn birlikteliğini içeren çökel istifinin litolojik, mineralojik ve sedimentolojik özellikleri genel anlamda su derinliğinin değişken olduğu, dengeli dolan bir göl ortamına işaret etmektedir. Göl ortamı değişmemekle birlikte çevresel koşullarda yaşanan değişimler hem inorganik, hem de organik fasiyeste radikal bir değişime neden olmuştur. Çökelme ortamını ve çevresini etkileyen bu değişimler, çok büyük ölçüde bir iklim değişikliğiyle ilgili olmalıdır. Nitekim yörenin paleoiklim koşullarını farklı göstergeler yardımıyla inceleyen araştırmacılar Yavuz-Işık (2007) palinolojik veriler ışığında kömür ve ince kırıntılı litolojilerin yarı-tropik ılıman ve yağışlı bir dönemde oluştuklarını saptamıştır. Akkiraz vd. (2012) palinolojik verilerin "Birarada Olma Yaklaşımı (Coexisting Approach (CA))" yöntemiyle (Mosbrugger ve Utescher, 1997) değerlendirilmesi sonucu, sıcaklık ve yağışta küçük ölçekli döngüsel salınımlar içeren yarı-tropik iklim koşullarının etkili olduğunu öne sürmüşlerdir. Erkoyun vd. (2017) ise; jeokimyasal ve izotopik göstergeler yardımıyla istifin kömürlü ve ince kırıntılı kesiminin yarı-tropik, sıcak ve nemli koşullarda bir gölsel ortamda çökeldiklerini,

marnlı kesiminin ise yarı kurak-kurak koşulları temsil ettiğini belirtmişlerdir. Kömürlü kesimde yaygın olarak bulunan ve yarı-tropik bataklık ormanını temsil eden Taxodiaceae'lerin istifin üst kesiminde ortadan kalkışı (Yavuz-Işık, 2007), iklim koşullarındaki bu değişimin bir diğer belirteçidir.

Bu çalışmanın bulguları ve yukarıda tartışılan önceki çalışmaların verileri, Seyitömer Havzası'ndaki kömürlü birimlerin çökmesi sırasında ılıman ve yağışlı olan iklimin, kurak ve daha sıcak yönde değiştiğini ve bunun sonucunda da sapropelik organik maddece zengin bitümlü marnların çökmeye başladığını göstermiştir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma; "MioEcoChange Projesi" kapsamında da TÜBİTAK, (Proje No: 101Y107) ve Bundesministerium für Bildung und Forschung (bmb+f), Bonn/Almanya tarafından ve İstanbul Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından da yazarlardan Dila Dikmen'in Yüksek Lisans Tez Çalışması kapsamında (Proje No: T-405/08032004) desteklenmiştir. Dr. Ulrich Mann (Jülich Research Center) MioEcoChange Projesinin Almanya tarafındaki koordinatörü olarak çalışmaların her aşamasında önemli katkılar yapmıştır. Dr. Selman Er (İstanbul Üniversitesi) şekillerin oluşturulması sürecinde değerli yardımlarda bulunmuştur. Üç anonim hakem tarafından yapılan öneri ve eleştiriler makalenin iyileştirilmesini sağlamıştır. Tüm bu değerli destekler için teşekkürü borç biliyoruz.

EXTENDED SUMMARY

The Neogene basins in the Aegean region of Turkey are characterized by two distinct organic rich sediments with close proximity, namely humic coals and algae-rich bituminous shales and/or bituminous marls. Previous studies focused on either coals or bituminous sediments,

as well as their economic potential. Regional geological aspects of these Neogene basins, their stratigraphy and more recently even some aspects of the paleoclimate were addressed. However, the causes of the rather unusual close proximity of coals with oil shales and/or bituminous marls were not investigated before. In order to determine the causes of this unusual association, depositional conditions and organic facies of these organic rich sediments were studied with a multi-proxy approach.

A 13.5 m thick section in the Seyitömer-Kütahya region was studied in a high-resolution manner for its lithological and petrographic properties, mineralogical and geochemical composition, chemistry and redox potential of the water column, the amount, type and maturity of organic material in sediments and the depositional environment.

A total of 79 samples were collected along the profile, which were analyzed with Leco, Rock-Eval Pyrolysis, X-ray Diffraction, Neutron Activation and Sediment Petrography.

The Pre-Cretaceous ophiolitic basement forms the basement for a Neogene and Plio-Quaternary sedimentary sequence. The coal-bituminous marl association is located within the Seyitömer Formation and encompasses the upper part of the Lower Coal member and the lower part of the Bituminous Marl member. The age of the Seyitömer Formation is still debated but an Early to Late Middle Miocene age is commonly suggested. Mineralogical composition and petrographic examination of the samples showed that the conditions in the depositional environment were suitable for deposition of clay and carbonate, and for preservation of organic material, e.g., reducing conditions. The lack of coarse clastics and lamination indicates a low-energy environment. Appearance of temperature-sensitive minerals such as aragonite, dolomite and gypsum in the upper parts of the section indicates periods of enhanced water temperature in the

basin. Parameters obtained from Total Organic Carbon (TOC) and Total Sulfur (TS) content of the samples indicates a non-marine fresh water environment in general, where some brackish and even salt-water conditions also prevailed during the period of coal-bituminous marl transition. The redox potential of the depositional environment was determined using the thorium/uranium ratio and the TOC-TS amounts. Apart from a few oxic periods, anoxic to disoxic conditions were active during the entire period of the coal-bituminous marl transition. Nevertheless, anoxia is much more pronounced in the lower parts of the profile up to six meters from the base. Organic facies of the studied sequences were evaluated considering amount, type and maturity of the organic material in sediments. A total of 29 intervals with diverse organic facies were distinguished. The lowermost four meters of the section are characterized by organic facies types C and CD, representing terrestrial and oxidized organic material. The following interval between four and six meters is represented by organic facies types AB and BC, a mixture of amorphous and terrestrial organic material. The rest of the profile consists of mainly algal organic material representing organic facies types A and AB.

The diverse parameters summarized above enabled differentiation of two intervals along the coal-bituminous marl transition. The four-meter-thick interval at the base of the section represents a period when fine clastics rich in terrestrial organic matter and even humic coals were deposited in a low-energy fresh-water environment with high redox potential. The next part of the section is represented by carbonate-rich fine clastics, deposited occasionally as a result of enhanced chemical sedimentation in brackish to saline water. These units are rich in sapropelic organic material, indicating that reducing conditions were still present.

Sedimentological properties of the coal-bituminous marl transition indicate a lacustrine

environment in general. At the beginning, it was a balanced-fill fresh water lake, where coal and fine clastics were deposited under temperate and humid conditions, suitable for flourishing of flora. The lake then converted from time to time into a lake with brackish water due to a climate change towards drier conditions. This paleoclimatic change at the end of the mid-Miocene is most probably the main controlling factor of the transition from humic coals to bituminous marls in the Seyitömer region.

ORCID

Dila Dikmen  <https://orcid.org/0000-0001-7406-6529>

M. Namık Yalçın  <https://orcid.org/0000-0002-4542-1218>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Akdeniz, N., Konak, N., 1979. Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey, Demirci yörelerinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Raporu, No. 6547 (yayımlanmamış).
- Akgün, F., Kayseri, M.S., Akkiraz, M.S., 2007. Paleoclimatic evolution and vegetational changes during the Late Oligocene–Miocene period in Western and Central Anatolia (Turkey). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 253, 56–90.
- Akkiraz, M.S., Akgün, F., Utescher, T., Wilde, V., Anneliese Bruch, A., Mosbrugger, V., Üçbaş, S.D., 2012. Palaeoflora and Climate of Lignite-bearing Lower-Middle Miocene Sediments in the Seyitömer and Tunçbilek Sub-basins, Kütahya Province, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 213–235. DOI:10.3906/yer-1007-45.
- Baş, H., 1983. Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 27, 11–19.
- Bernard, B.B., Bernard, H., Brooks, J.M., 1995. Determination of Total Carbon, Total Organic Carbon and Inorganic Carbon in Sediments. TDI-Brooks International/B&B Laboratories Inc., College Station Texas, Vol. 1-5.

- Berner, R.A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, 268, 1-23.
- Berner, R.A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 359-365.
- Berner, R.A., 1982. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *American Journal of Science*, 282, 451-473.
- Berner, R.A., Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochimica Cosmochimica Acta* 47, 855-862.
- Bohacs, K.M., Carrol, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000. Lake-basin type, source potential and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework, (Lake basins through space and time, Editörler: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R.). *AAPG Studies in Geology*, 46, 3-34.
- Bulkan, Ö., 2003. Himmetoğlu (Göynük-Bolu) Yöresindeki Kömür-Bitümlü Şist Birlikteliğinin Paleoekolojik Nedenleri. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 132 s., (yayımlanmamış).
- Bulkan-Yeşiladalı, Ö., Yalçın, M.N., Mann, U., 2005. Himmetoğlu Havzası'ndaki (Göynük-Bolu) Kömür-Bitümlü Şeyl Birlikteliğinin Paleo-Ortam Koşulları. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 18, (1), 81-97.
- Carrol, A.R., Bohacs, K. M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27, 99-102.
- Çelik, Y., Karayığit, A.İ., 2004a. Chemical Properties and Petrographic Composition of the Lacustrine Seyitömer Lignites (Miocene), Kütahya, Turkey. *Energy Sources*, 26, (4), 339-352.
- Çelik, Y., Karayığit, A.İ., 2004b. Geological Setting and Quality of the Lignite Seams in the Seyitömer Basin, Kütahya, Turkey. *Geologica Belgica*, 7, (3-4), 259-265.
- Dikmen, D., 2005. Seyitömer (Kütahya) Yöresindeki Kömür-Bitümlü Marn Geçişinin Organik Fasiyes Özellikleri. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 128 s., (yayımlanmamış).
- Emre, H., 1999. Seyitömer (Kütahya) kömür havzasının ısı değerlerine göre rezerv hesabı. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 12, 31-37.
- Erkoyun, H., Kadir, S., Külah, T., Huggett, J., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of clays interlayered coal seams succession in the Neogene lacustrine Seyitömer coal deposit, Kütahya, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 172, 112-133.
- Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J. J., Leplat, P., 1977. Source rock characterization methods of petroleum exploration. *Proc. Offshore Technology Conference*, Paper 2935, 3, (9), 439-444.
- Helvacı, C., İnci, U., Yağmurlu, F., Yılmaz, H., 1987. Batı Anadolu'nun Neojen stratigrafisi ve ekonomik potansiyeli. *Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 3, 31-45.
- Hufnagel, H., 1989, Investigation of oil shale deposits in western Turkey. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Project no. 84.2127.3, Hannover, Germany, (yayımlanmamış).
- Jacobson, S. R., 1991. Petroleum Source Rocks and Organic Facies. in: R. K. Merrill (Ed.) *Source and Migration Processes and Evaluation Techniques*, AAPG Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, 3-11.
- Jarvie, D. M., 1991. Total Organic Carbon (TOC) Analysis, (Source and Migration Processes and Evaluation Techniques, Ed.: Merrill, R.K.). AAPG Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, 113-118.
- Jones, B., Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111, 111-129.
- Jones, R.W., 1987. Organic Facies, (Advances in Petroleum Geochemistry Volume 2, Editörler: Brooks, J., Welte, D.). Academic Press, Londra, 1-91.
- Kara-Gülbay, R., Korkmaz, S., 2008. Organic geochemistry, depositional environment and hydrocarbon potential of the Tertiary oil shale deposits in NW-Anatolia, Turkey. *Oil Shale*, 25, (4), 444-464.

- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün Neojen stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 35-58.
- Kaya, T. 1993. First record of *Moropus elatus* (Chalicotheriidae-Perisscodatyla) in Turkey (Seyitömer-Kütahya). Turkish Journal of Earth Sciences, 2, 189-194.
- Kök, M.V., 2001. Thermal investigation of Seyitömer oil shale. *Thermochimica Acta*, 369, 149-155.
- Kök, M.V., Şengüler, İ., Hufnagel, H., Sonel, N., 2001. Thermal and geochemical investigation of Seyitömer oil shale. *Thermochimica Acta*, 371, 111-119.
- Langmuir, D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42, 547-569.
- Lebküchner, R.F., 1959. Seyitömer (Kütahya) Neojen sahasında jeoloji ve linyit ile ilgili olarak yapılan etüdler hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No.2985, (yayımlanmamış).
- Leventhal, J.S., 1983. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47 (1), 133-137.
- Leventhal, J.S., 1987. Carbon and Sulfur relationship in Devonian shales from the Appalachian basins as indicator of environment of deposition. *American Journal of Science*, 287, 33-49.
- Littke, R., Baker, D. R., Rullkötter, J., 1997. Deposition of petroleum source rocks, (Petroleum and Basin Evaluation, Editörler: Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R.). Springer-Verlag, 271-333.
- Maucher, A., 1936. Seyitömer linyit havzasının petrografik raporu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No.108 (yayımlanmamış).
- Morford, J.L., Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63, (11-12), 1735-1750.
- Mosbrugger, V., Utescher, T., 1997. The coexistence approach—a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using the plant fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 61-86.
- Müller, G., 1970. High magnesian calcite and protodolomite in Lake Balaton (Hungary) sediments. *Nature*, 226, 749-750.
- Müller, G., Irion, G., Forstner, U., 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, 158-164.
- Nakoman, E., 1968. Contribution a l'etude de microflore Tertiaire des lignites de Seyitömer (Turquie). *Pollen et Spores*, 10.
- Nebert, K., 1960. Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 54, 7-35.
- Özcan, N., 1987. Seyitömer (Kütahya) Linyitlerinin Palinolojik Özellikleri, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Yüksek Lisans Tezi, 70 s., (yayımlanmamış).
- Philp, R.P., Galvez-Sinibaldi, A., 1991. Characterization of organic matter by various pyrolysis techniques, (Source and Migration Processes and Evaluation Techniques, Ed.: Merrill, R.K.) AAPG Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, 107-112.
- Pütün, E., Akar, A., Ekinci, E., Bartle, K. D., 1988. Chemistry and Geochemistry of Turkish Oil Shale Kerogens. *Fuel*, 67, 1106-1110.
- Pütün, E., Akar, A., Ekinci, E. And Bartle, K. D., Frere, K. D., Snape, C., E., Ciritoglu, M., 1991. Organic Geochemistry of the Göynük and Seyitömer Oil Shales of Turkey. *Journal of Petroleum Geology*, 14, (4), 459-464.
- Raiswell, R., Berner, R. A., 1985. Pyrite formation in euxinic sediments and semi-euxinic sediments. *American Journal of Science*, 275, 636-652.
- Reul, K., 1955. Seyitömer linyit yatakları hakkında jeolojik rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No.2383 (yayımlanmamış).
- Saraç, G., 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No. 10609, (yayımlanmamış).
- Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. *Stach's Textbook of Coal Petrology*, Berlin, Gebrüder Borntraeger, 535 s.

- Şener, M., Şengüler, İ., Kök, M.V., 1995. Geological considerations for the economic evaluation of oil shale deposits in Turkey. *Fuel*, 74, (7), 999-1003.
- Şengüler, İ., 1999. Seyitömer (Kütahya) yöresi petrolü şeyllerinin ekonomik kullanım olanaklarının araştırılması. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, (yayımlanmamış).
- Taylor, J.C., 1991. Computer Programs for Standardless Quantitative Analysis of Minerals Using the Full Powder Diffraction Profile. *Powder Diffraction*, 6, 2-9.
- Taylor, J.C., Clapp, R.A., 1991. New Features and Advanced Applications of SIROQUANT: a Personal Computer XRD Full Profile Quantitative Analysis Software Package. *Advances in X-Ray Analysis*, 35, 49-55.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, 699 s.
- Tyson, R. V., Pearson, T. H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview, (Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia, Editörler: Tyson, R.V., Pearson, T.H.). Geological Society of London Special Publication, London, 58, 1-24.
- Westrich, J. T., 1983. The consequences and controls of bacterial sulfate reduction in marine sediments. Doktora tezi, Yale University, 530 s., (yayımlanmamış).
- Wignall, P., Myers, K.J. 1988. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach. *Geology*, 16, 452-455.
- Yalçın, M.N., Schaefer, R.G., Mann, U., 2007. Methane generation from Miocene lacustrine coals and organic-rich sedimentary rocks containing different types of organic matter. *Fuel*, 84, (4), 504-511.
- Yavuz, N., 1999. Palynostratigraphy and coal petrography of the Seyitömer Basin (Kütahya) coals. Doktora tezi, Middle East Technical University, 190 s., (yayımlanmamış).
- Yavuz, N., Ediger, V.S., Erler, A., 1995. Palynology, organic petrography and geochemistry of the Lower-Middle Miocene coals of the Tavşanlı basin (Kütahya). *Yerbilimleri*, 17, 87-100.
- Yavuz-Işık, N., 2007. Pollen analysis of coal-bearing Miocene sedimentary rocks from the Seyitömer Basin (Kütahya), Western Anatolia. *Geobios*, 40, 701-708.
- Ziegler, J., 1936. Bericht über die montangeologischen Untersuchungen im Randgebiet des Kütahya Braunkohlenfeldes Seyitömer. Maden Teknik ve Arama Enstitüsü Raporu, No. 110, (yayımlanmamış).



A New Contribution to the (IPC) Bouguer Map of a Gap Area in Mosul and Duhok Region (Iraq)

Marwan Mutib¹ , Maan H. Al-Majid² , Fadhıl A. Ghaib³ 

¹*Department of Refining and Petroleum Engineering, College of Petroleum and Mining Engineering, University of Mosul, Iraq*

²*Department of Petroleum Reservoir Engineering, College of Petroleum and Mining Engineering, University of Mosul, Iraq*

³*Geology Department, College of Science, Salah al-din University, Iraq*

• Geliş/Received: 25.10.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 07.02.2020 • Kabul/Accepted: 09.03.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 23.03.2020 • Baskı/Printed: 20.06.2020

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

Abstract: The purpose of the current study was to complete an important gap within the Bouguer map of Iraq implemented by the Iraq Petroleum Company (IPC). In addition, the collected data were processed with recent gravity concepts and methods to establish a new regional geological image. A total of 868 gravity points were measured and corrected.

The Bouguer anomaly map of the study area was initially drawn up with the parameters and equations used to construct the IPC map. The newly-produced map shows a very strong correlation with the old IPC results. A new Bouguer map of the study area was then constructed using modern parameters and equations. A comparison between the old and new maps illustrates the difference between recent and previous techniques.

The isostatic residual map shows the presence of over-compensated areas close to Chia Gara and Mateen and spreads to the Aqra zone with a negative value of up to -20 mGal. In contrast, there is under-compensation in the southern regions with positive isostatic anomalies of about 80 mGal. In the researched area there are zero compensation lines around the larger structures (Chia Gara, Mateen, Mangesh, Aqra, Piris, and Perat). In order to draw up the crustal thickness map, the Moho discontinuity depth was determined using topographic and Bouguer anomaly grids of the study area. In addition, the upper mantle anomalies were calculated by continuing the isostatic residual anomaly to 45 km upward and then removing the past isostatic residual anomaly, that was continued upward to 35 km. Several qualitative approaches were used to isolate the regional and remaining anomalies to analyze the gravity data, with an optimal upward continuation level of 14 kilometers generated for the large and small maps.

Keywords: Gap area, Gravity exploration, Geosoft program, Northern Iraq

INTRODUCTION

The study area covers approximately 8000 km² in northern Iraq and is divided into three areas. Firstly, is the Zakho district (about 1000 km²) including the area in and around the city of Zakho bounded by longitudes (42°36'E – 42°55'E) and latitudes (36°51'N – 37°11'N). The second is Duhok-Mosul region (about 5250 km²) including

the area in Duhok and around Duhok and Mosul cities bounded by longitudes (42°55'E – 43°34'E) and latitudes (36°24'N – 37°14'N). The third is Aqra region (about 1750 km²) which includes the area in and around the town of Aqra bounded by longitudes (43°34'E – 44°22'E) and latitudes (36°36'N – 36°52'N). Figure 1 shows the tectonic zones and structural elements of the unstable shelf located in the study regions.

* Correspondence / Yazışma: maanalmajid@gmail.com

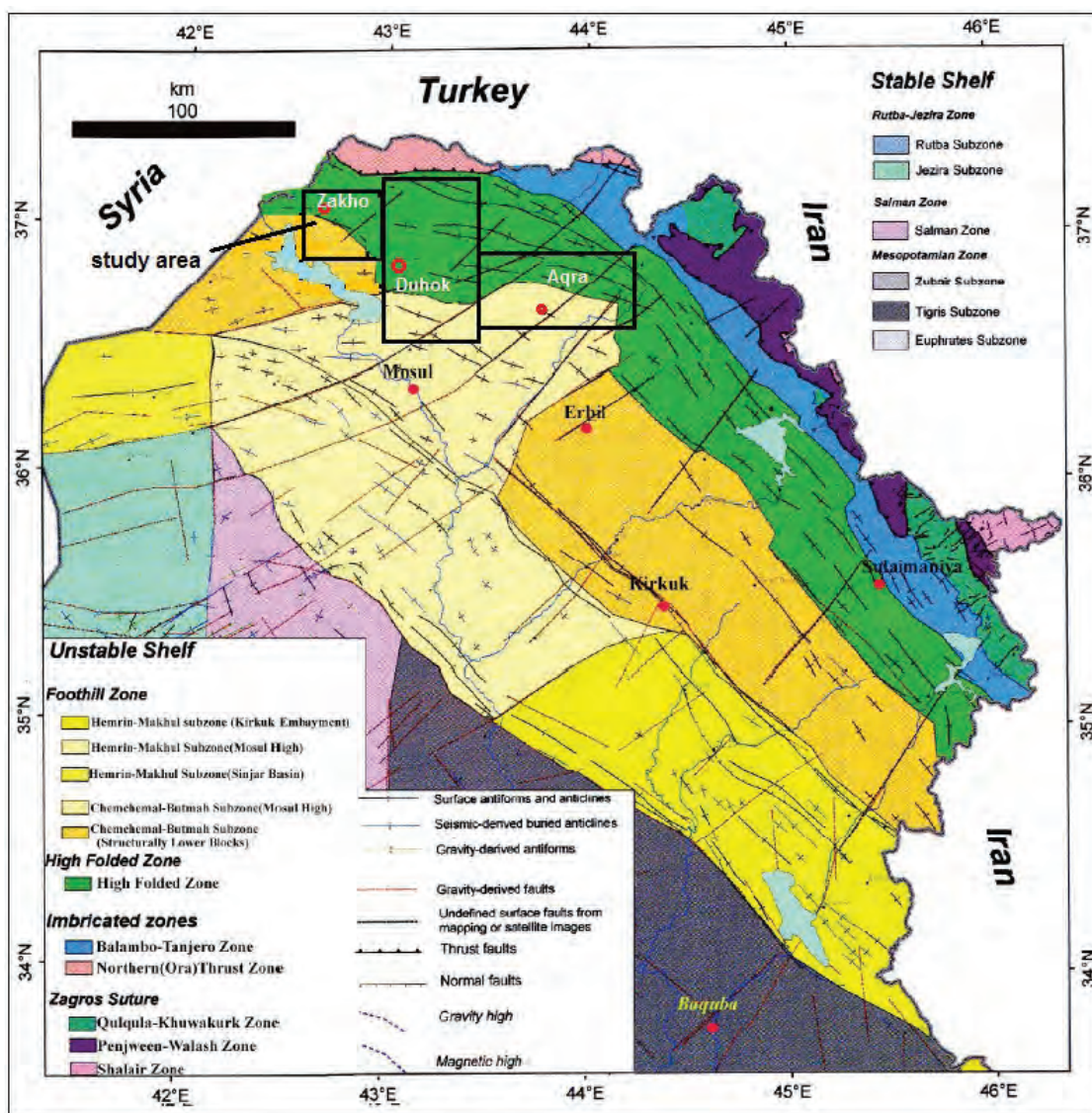


Figure 1. Tectonic zones and structural elements of the unstable shelf (After Jassim and Goff, 2006), with location of study regions.

Iraq was divided into three tectonically-distinct regions by Jassim and Goff (2006). One is the Stable Shelf with broad buried arches and antiforms without anticlines on the surface; another is the Unstable Shelf, and the third is the Zagros Suture, which contains thrust sheets of radiolarian chert, igneous and metamorphic rocks. These three regions have tectonic subdivisions that appear to be N–E in the Stable Zone and NE–SW or E–W in the Unstable Zone and Zagros Suture. Tectonic

movements during Paleozoic are responsible for the N–E trend. The E–W and NE–SW trends are due to the recent Alpine orogenesis of Cretaceous. Zagros Suture was formed in the New Tethys during the abduction and collision phases of Late Cretaceous and Miocene-Pliocene thrust over the Arabian Plate. There are many fold structures in this block (e.g. Dahkan, Kand, Shaikhan, Duhok, Birifka, Bekher, Chia Gara, Maten, Aqra, Piris, Atrush, and Perat anticlines). The folds of this

block become tighter and higher toward the north and northeast (Figure 1).

There are several common geomorphologic features in the studied area such as agricultural plains with drainage patterns formed dendritically, valleys, foothills, low mountains, and high mountains. These geomorphologic features are cut into by fluvial erosion. The elevation of this area ranges between 250 m (north of Mosul city) to 1910 m (northeastern Duhok region close to mountain peaks). Figure 2 shows the location of the study regions on a Digital Elevation Model (DEM) of northern Iraq.

across the Demir Dagh and Guwair petroleum anticlines. Ghaib et al. (1998) carried out a local reconnaissance gravity survey that covered about 600 km² on the Sulavany plain northeast of Dohuk city. Al-Shaikh and Ahmad (2005) conducted shallow geoelectric investigations of the Mosul Area and discovered new subsurface structures with hydrocarbon probabilities. Since there has been no regional gravity examination of the study area, with the exception of some local studies, the present work fills an important role in complementing the IPC Bouguer map of Iraq and plotting new gravity images.

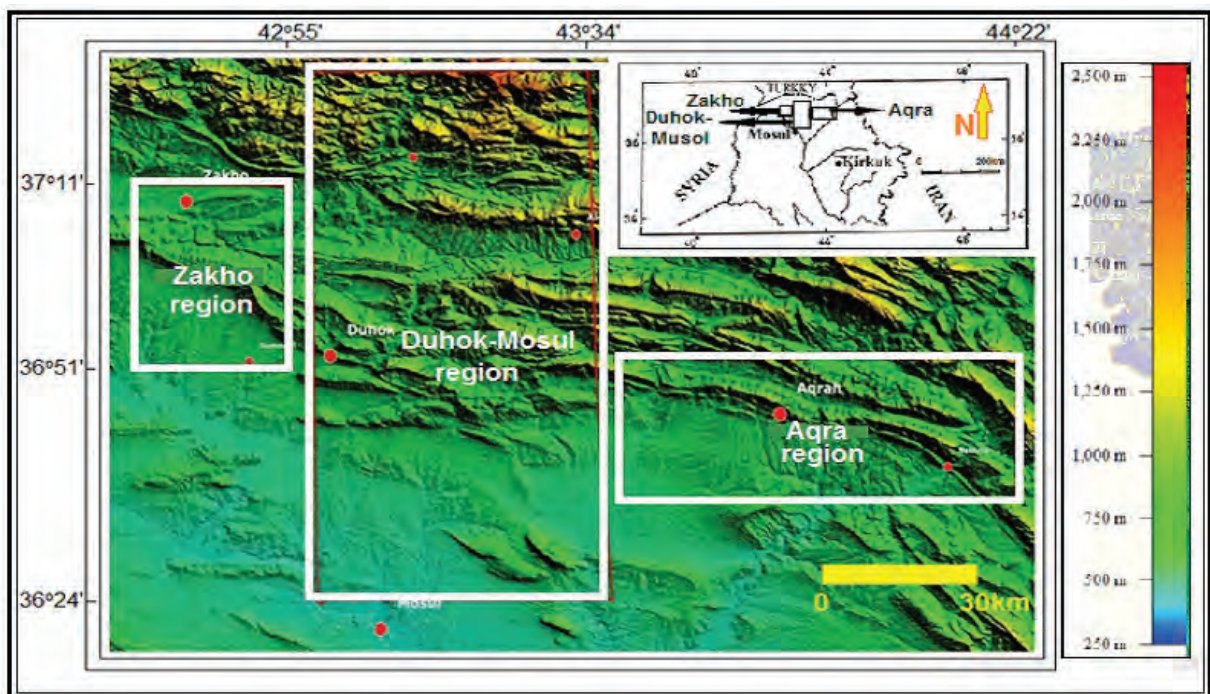


Figure 2. Location of study regions on Digital Elevation Model (DEM) of northern part of Iraq.

Geophysical data are few for the northern and northeastern parts of Iraq although some local surveys were carried out around the Erbil area. The Bouguer anomaly map of Iraq published by Sayab and Valek (1968) did not cover the northern and northeastern parts. Mutib (1980) conducted a gravity investigation on Erbil plain

MATERIALS AND METHODS

Field Work

The Earth's gravitational field is a natural global field that attracts every mass with a definite density and weight to the center of the Earth. This field can be measured in the Earth's

surface, air, sea, a borehole or inside a mine. Different gravity measurements have therefore been established; namely, aerogravity, marine gravity, borehole gravity, and surface gravity. As a result, (i) geodetic research, (ii) crustal study surveys, (iii) oil exploration studies and (iv) mineral mining surveys all use entirely different measurements in terms of surface gravity. For this reason, the distance between two consecutive gravitational stations in a square grid gravity survey may be approximately 100 km for a geodetic survey or up to ten meters for a mineral survey. The Earth's normal gravity field ranges from 978.0327 gal on the equator to 981.2186 gal at the poles. Point-to-point differences in the gravity field are considered as deviations of gravity (Δg) in mGal units. In gravity research, variations in the Earth's gravitational field caused by differences in subsurface rock density are measured. These variations in the gravity field lead to the interpretation of geological processes in the subsurface. The observed gravity values (g) include the influence of all the Earth's masses and effects due to the rotation of the Earth and its tides (Roy, 2008).

LaCoste and Romberge Gravimeter (model G) was used in this study. It has a range of more than 7000 mGal, reading accuracy of ± 0.01 mGal and drift of less than 1 mGal/month. When this gravimeter was calibrated before the fieldwork, the calibration factor did not change perceptibly with time. This eliminated the need for frequent checks of the calibration during fieldwork. The instrument did not give us any trouble during the fieldwork period.

The precision of altitude within an acceptable limit is required in gravity surveying for different

stations. Achieving the required precision is often the major cost of fieldwork. In this study, all gravity stations were surveyed for relative easting, northing, and elevation using a Garmin (72) Global Positioning System (GPS). The elevation of the station relative to sea level shows an accuracy ± 4 m when it is used continuously in the field. The Garmin (72) GPS did not exceed a few meters for the horizontal accuracy of the coordinates.

The primary base station (Pst) is known as absolute gravity and the elevation station was located in Mosul University (Al-Shaikh et al., 1975). The absolute value of this station is 979789.46 mGal, which was used as the reference point for other stations in the area under review. The absolute value of gravity could be found for those stations from the absolute value of the (Pst.). In addition, eight secondary base stations (Sst) were established in the studied area and tied with (Pst). Tables (1, 2, 3, 4) show the tying information and Table 5 shows the secondary base stations and the stations tied with them in the study area.

Transportation of the gravimeter from the base station to other stations, and from one station to another, was the most time-consuming aspect. Precautions taken during the work were:

- 1) Observation points were kept away from artificial or natural activities.
- 2) Leveling the instrument was carried out carefully.
- 3) The instrument was kept in the shadow of the observer to prevent direct sunlight.
- 4) Sudden jerks or mechanical disturbances were avoided.

Table 1. Tying information between Mosul's primary station (Pst) and five secondary stations (Sst) on 3/6/2010. Pst: Primary station, Sst: Secondary station.

Station location	Time	Scale division (S.D.)	mGal	Elevation (m)	Latitude	Longitude	Sst – Pst (mGal)	Absolute value
Pst Mosul	09:26	3388.45	3597.32					979789.46
	15:26	3388.43	3597.30					
Sst 5 Filfayl	10:02	3384.85	3593.50	315	36,32,00.40	43,01,50.30	-3.828	979785.63
	13:01	3384.83	3593.47					
Sst 2 Bahindawa	10:31	3356.64	3563.54	422	36,44,02.10	43,02,16.30	-33.781	979755.68
	13:25	3356.62	3563.52					
Sst 1 Badriyah	10:48	3351.83	3558.43	439	36,42,11.00	43,04,24.00	-38.871	979750.59
	13:43	3351.85	3558.45					
Sst 3 Tall kef	11:17	3379.94	3588.28	309	36,30,42.00	43,07,15.30	-9.044	979780.42
	14:09	3379.91	3588.25					
Sst4 Khursabad	11:55	3374.84	3582.87	299	36,29,13.10	43,13,26.40	-14.433	979775.03
	14:40	3374.85	3582.88					

Table 2. Tying between Mosul primary station and Bashiqra secondary station on 12/6/2010.

Station location	Time	Scale division (S.D.)	mGal	Elevation (m)	Latitude	Longitude	Sst – Pst (mGal)	Absolute value
Pst Mosul	09:21	3388.47	3597.34					979789.46
	15:55	3388.19	3597.04					
Sst 6 Bashiqra	10: 15	3367.94	3575.54	285	36,24,47.6	43,16,44.9	-21.635	979767.83
	15:26	3367.99	3575.59					

Table 3. Tying between Mosul primary station and Bekhma secondary station on 20/7/2010.

Station location	Time	Scale division (S.D.)	mGal	Elevation (m)	Latitude	Longitude	Sst – Pst (mGal)	Absolute value
Pst Mosul	07:13	3388.34	3597.20					979789.46
	18:07	3388.08	3596.93					
Sst 7 Bekhma	10:06	3267.48	3468.86	621	36,41,3.2	44,17,44.8	-127.865	979661.60
	15:47	3268.12	3469.54					

Table 4. Tying between Mosul primary station and Besary secondary station on 18/10/2010.

Station location	Time	Scale division (S.D.)	mGal	Elevation (m)	Latitude	Longitude	Sst – Pst (mGal)	Absolute value
Pst Mosul	07:43	3387.14	3595.93					979789.46
	19:55	3387.71	3596.53					
Sst 8 Besary	10:15	3313.08	3517.28	660	36,51,12.4	43,03,35.0	-74.185	979715.28
	18:02	3313.40	3517.62					

Table 5. Secondary base stations and stations tied to them in the study area.

S.B.S	Stations
S.B.S.1 Badriyah	(1 – 10)
S.B.S.2 Bahindawa	(11 – 20)
S.B.S.3 Tall kef	(21 – 62), (155 – 172)
S.B.S.4 Khursabad	(63 – 114), (173 – 209), (420 – 456), (715 – 774)
S.B.S.5 Filfayl	(115 – 154), (457 – 714), (819 – 868)
S.B.S.6 Bashiqa	(210 – 371)
S.B.S. 7 Bekhma	(372 – 419)
S.B.S.8 Besary	(775 – 818)

The fundamental step in obtaining the potential measurements is fieldwork. As a result, the aims of this fieldwork determined the form of survey lines and parameters of the station locations. The manner of the fieldwork consists of the station’s array; and the method used is commonly either traverse, grid or random. In this study, the random method was used for arraying the stations due to major obstacles (mountains and valleys) in the study area. To facilitate the survey, 868 gravity stations near and along highways, roads, and their branches were established depending upon feasibility of access and the spacing pattern necessary to detail the features (Figure 3).

The gravity base station was adapted to correct the gravity readings for the effect of drift in every station (Dobrin, 1988) (Figure 4).

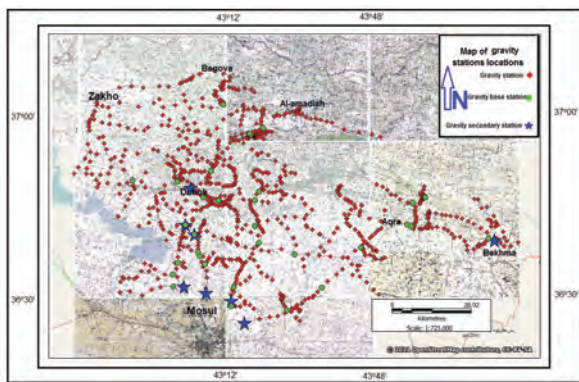


Figure 3. Map of study area showing location of gravity stations.

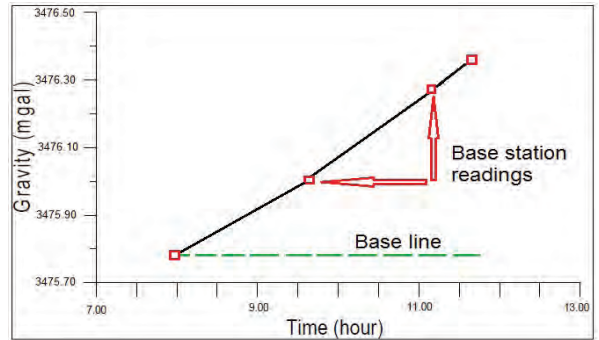


Figure 4. Drift curve for one-day gravity work 7/08/2010.

The location of the stations by longitude, latitude, and elevation are important parameters that should be known to correct the field measurements. Additionally, the spacing between stations is related directly to the type of feature which is to be studied; it determines the length of the profiles and affects the stations’ location. The spacing between our stations ranged between 500 m and 5000 m.-

The observed gravity measurements obtained in the field usually include various effects which must be removed to leave the effect of the subdatum density irregularities only. The Bouguer anomaly of the gravity at a point is the difference between the observed value ($g_{obs.}$) adjusted by the algebraic sum of all the necessary corrections ($\sum_{corr.}$) and that at the base station (g_{base}):

$$\Delta g_B = g_{obs} + \sum_{corr.} - g_{base}$$

$$g_{obs} = (g_{abs.} - g_{theo.})$$

where $g_{abs.}$ is the absolute gravity value at the measurement point. This implies a known absolute value at the base station and $g_{theo.}$ is the theoretical gravity value at the geographic station latitude (ϕ) at sea level.

The theoretical gravity value, which is usually denoted by (g_ϕ), varies over the surface of the Earth because of its ellipsoidal shape. The International Union of Geodesy and Geophysics

(IUGG) in 1930 proposed a formula to calculate g_ϕ at any latitude:

$$g_\phi = 9.78049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \text{ m/s}^2$$

It is important to mention here that the IPC's Bouguer map had applied the above formula (Mutib, 1980), which was applied in the present study for tying and comparison.

For the purpose of Bouguer correction, the value of 2.175 g/cm^3 was used by the IPC for gravity reduction in the Iraqi territories (Sayyab and Valek, 1968; Abbas and Masin, 1975). Therefore, this value was used in the present study. Sea level was taken as the datum plane.

The data obtained after reduction of the raw data may be affected by several errors; the first is produced by the instrument itself and the second by field and reduction procedures. Instrumental errors arise from an inaccurate reading of the data. Repeated readings in 61 stations showed an error in the observation of $(\pm 0.04) \text{ mGal}$ in (g_{obs}) . The second type of error affects the gravity anomaly values more seriously. These often stem from:

- 1) Density: An error in density measurement of 0.01 g/cm^3 gives rise to a Bouguer error of 0.04 mGal per 100 m. Hence for a maximum elevation error of one meter, the density error is negligible, i.e. $\pm 0.014 \text{ g/cm}^3$
- 2) Free-air elevation: An error of 0.3086 mGal will result from each meter error in elevation when free-air correction is made. Thus, this type of error is the most serious and the elevation of the stations must always be measured as precisely as possible. In our study area, the elevation error was about 4 m.
- 3) Bouguer elevation: An error of $(0.04193\rho) \text{ mGal}$ will result from each meter error in elevation when Bouguer correction is done.
- 4) Location: This error comes from the degree of accuracy in locating the position of each station. In the study area, this error does not

exceed 25 m (about 1 second in latitude). The valuable notes about sources and magnitude errors given by Lynch and King (1983) were considered in the course of this study.

- 5) Terrain elevation: An error may occur from the degree of accuracy in the elevation of each station and the density used in this correction (2.175).

The errors encountered in this study are listed in Table 6.

The total error in the Bouguer anomaly can be calculated using this formula:

$$E_{total} = \sqrt{E^2_g + E^2_{F_a} + E^2_B + E^2_{lat} + E^2_r} = \pm 1.297 \text{ mGal}$$

Table 6. Source and magnitudinal effects of errors.

Source	Magnitudinal Effect (mGal)
Measurement error (g_o)	0.04
Elevation (Free-air) error (F_a)	1.23
Elevation (Bouguer) error (B_o) including density	0.38
Latitude error (lat)	0.02
Terrain elevation error (T_e) + Density error	$0.0006 + 0.15$

RESULTS

Terrain correction grid image

In an area of irregular topography, the gravity effect of undulations above and below the gravity level of measurements is called terrain correction. Terrain correction is required if the gravity influence due to the topography between any station and the base station is above the gravimeter's accuracy. Hammer's method, which many geophysicists still use, is the most commonly used method for terrain correction. The Hammer process is easily understandable but is difficult to automate in a computer program. Consequently, terrain correction is generally done by hand when using the Hammer approach. Nevertheless, it is a labor-intensive task to manually calculate

these corrections using topographical maps. The Hammer method, according to Leaman (1998), is manual, repetitive and prone to errors in estimation.

A detailed Digital Elevation Model (DEM) and the computational power that is currently available are necessary and efficient for performing these corrections (Hinz et al., 2005; Nabighian et al., 2005 and Chen, 2009). A DEM image is a topographical digital map, and every point represents a fixed zone size (normally square) on an XY plane, with Z being the height relative to sea level. The dimension of the square region is referred to as the DEM image resolution. In our study area, the resolution of DEM images is 30 m. Each elevation point within the DEM image compared to the altitude of the gravitational station (called relative height) is measured. The vertical part of the gravitational attraction between the gravitational station and the prism is defined by a rectangular prism with a uniform density (2.175). For every neighboring pixel, this procedure is repeated on the pixel station within a given distance (167 km from the position of a gravitational station around 1.5 in latitude or longitude). The vertical attractions of every pixel near to the data are calculated and summed to find the total terrain correction.

A full system of processing and reduction of gravity data is available from the Geosoft Oasis Montaj (GOM, 2008) and Terrain Correction Software (TCS) extensions. The extension measures the regional terrain correction from a rough regional Digital Elevation Model (DEM), based on a finer DEM model, covering the field of study. The process generates a “regional correction grid” which represents terrain corrections over a local correction distance. This result is repeated for detailed corrections in each position of gravity observed. A terrain correction grid of 30 meters (DEM) was calculated. The method used with DEM and incorporated in the Oasis Montaj system for the application of automatic terrain corrections

is outlined below. The approach divides the area around the gravity station into x-y-plane cells. Interpolation in the DEM grid, which is gridded at available gravity heights, assigns a mean elevation for each cell to increase precision. Prisms are created by projecting the cells down or up the station’s elevation level. A standard density (2.175 g/cm^3) is assigned to each prism and the terrain correction at the station is then measured as the sum of the impacts caused by each prism. The cell area increases according to the distance from the station to reduce measurement time. Cell area is influenced when focused circles based on the station are considered. In the closest circle to the station, each cell has a user-defined area that allows the user to employ any high-resolution DEM. In each subsequent circle, the area of the cells is doubled.

In our analysis, a regional terrain correction grid (261–278 km) was created using a regional DEM grid of 45 m as topographical data. As per the software manual, a more highly-sampled local DEM grid (179–175 km) was created, of 5 m, as the station elevation data (Figure 5).

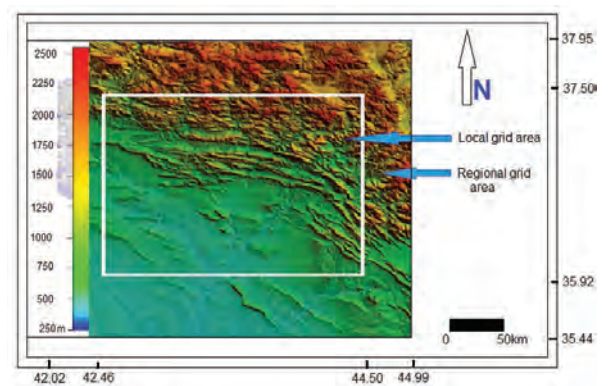


Figure 5. Regional and local grid areas generated for terrain correction calculation.

The terrain correction map was then drawn for the study area (Figure 6). Total values ranged from 0.00 to 82.28 mGal, averaging 33.03. It was noted that the presence of minimal values in regions

reflecting lower differences in elevation variance usually occurred in mountainous areas. By contrast, a foothill zone (excepting its mountain) indicated high values, which may be attributed to the effects of faraway regional elevations. These values were added to those of the Bouguer Anomaly.

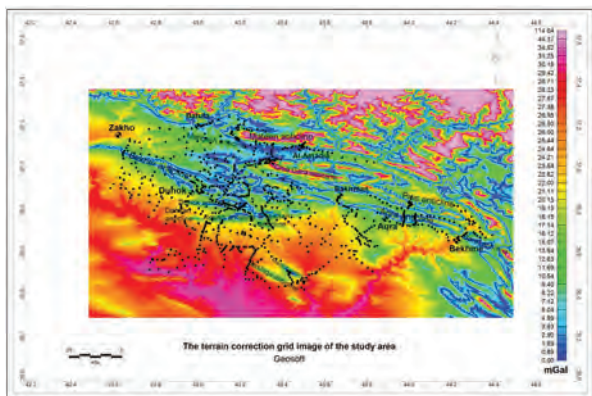


Figure 6. Terrain correction grid image of study area.

Bouguer anomaly map

The Bouguer anomaly map of the study area was determined using the same parameters previously used by the IPC for comparing and linking information between the current study

and the adjacent IPC map (Figure 7). The present gravity map shows a good correlation with the old results, with a gradual decrease in the regional trend to the northeast. Such a decrease has already been explained by the negative density contrast between the light sedimentary cover and the denser underlying basement complex, which deepens gradually to the northeast.

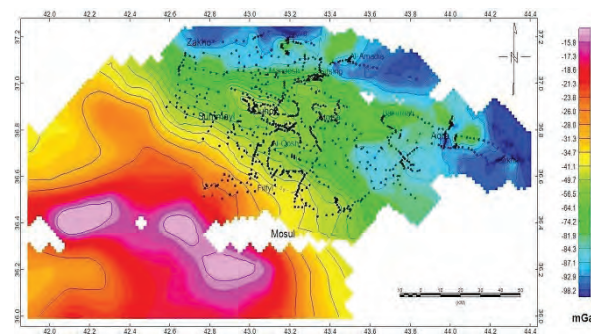


Figure 7. Tying of Bouguer anomaly map of study area with IPC Bouguer anomaly map.

For the purpose of clarifying the difference between the map generated conventionally and the complete Bouguer anomaly map of the study area, a comparison between conventional methods and the present study in computing gravity anomalies was performed and is included in Table 7.

Table 7. Comparison between applied parameters of IPC and the present study.

Components	Conventional use in IPC Bouguer map	Used in this study
Absolute gravity value	Ain Zala's base station	Mosul's base station (Al-Shaikh et al.,1975)
Datum Plane	Mean Sea Level	Mean Sea Level
Reduction density	2.175 g/cm ³	2.175 g/cm ³
Theoretical gravity	Referenced to (IUGG)	Referenced to (IAG) formula in 1971
Terrain correction	N/A	Applied by using Oasis Montaj program of 2008
Atmospheric correction	N/A	Analytical estimate of atmospheric mass gravity effect (Hinze, 2005)
Isostatic correction	N/A	Applied with density contrast at crust-mantle boundary about 0.33 g/cm ³ and crust thickness about 35 km from sea level by Oasis Montaj Program 2008

Figure 8 illustrates the Bouguer anomaly map of the study area produced using new techniques.

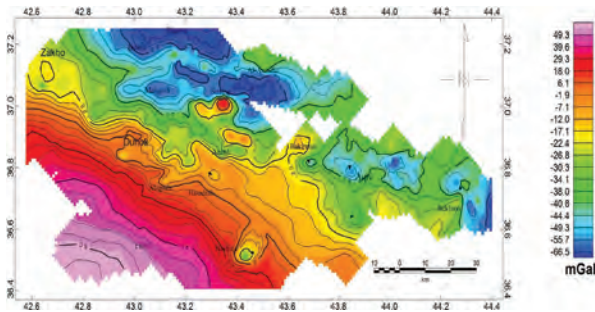


Figure 8. Bouguer anomaly map of study area.

The greatest difference between the two maps is attributed to terrain gravity effects and new theoretical gravity formulae (IAG, 1971). The terrain correction values added to the Bouguer anomaly values led to an increase in the values of the Bouguer anomaly map in the present study.

The 1930s formula (used in IPC surveys) differs by about 12.5 mGal from the 1971 formula. In addition, an atmospheric formula according to the present study added about 0.8 mGal to the Bouguer anomaly values. The contour values of the recent Bouguer anomaly map range between +65 and -75 mGal. In the northern and northeastern parts of the study region, the map shows three “low” gravity anomalies, with E-W trends. The first negative anomaly is eastward from Zakho near Bagova and Batufa villages. The second gravity low is between Mangesh and Al-Amadia villages. The third negative anomaly is divided into three small anomalies between Aqra and Bekhma villages. All of these negative anomalies are an extension of the largest plain in the area studied, which may indicate the presence of thick sediments. There are four small closed negative anomalies extending parallel to the previous anomalies; the first is south of Zakho city (south of Gulley Zakho) with a contour value of about -10 mGal, the second is south of Duhok city (nearest to Duhok mountain) with a contour value of about

-5 mGal, the third is near to Alqush village with a contour value of about -5 mGal, and the last is east of Mosul city (near to Bashiqa village) with a contour value of about -12 mGal.

There are four positive closed anomalies in the study area with E-W trends. The first is in the south of Zakho with a value of about 5 mGal, the second gravity “high” is near to Sirsing village over Gara mountain with a value of about 40 mGal, the third is north of Atrush village with a value of about 20 mGal, and the last is near to Bakirman village with a contour of about 7 mGal. Visual inspection of the recent Bouguer anomaly map displays a relatively rapid decrease from the south toward the north and northeast with a maximum difference of 140 mGal that may indicate an increase of sedimentary cover thickness in the direction of those trends.

Free-air anomaly map

Mean free-air gravity anomalies (FAA) are often needed in geodesy for gravity field modeling (Janák and Vaníček, 2005). FAA mimic signs of density variations in the Earth’s crust and upper mantle (Dobrin and Savit, 1988) as well as topographic changes. FAA is highly correlated with the height of observation points. This means that the “roughness” of the free-air anomalies is similar to that of the topography (Amos, 2007).

The FAA map of the study area in Figure 9 shows the difference between observed (without correcting for Bouguer and terrain effects) and theoretical gravity values. If, as is usually done, a normal free-air gradient of $= 0.3086$ mGal/m is used for the free-air reduction; then the FAA refers, strictly speaking, to the Earth’s physical surface (to ground level) rather than to the geoid (to sea level), as mentioned by Li and Götze (2001). The Bouguer effect is strongly negative and the FAA is low in the middle of a large area that may be compensated isostatically. The BA and FAA anomalies are equal to zero away from mountainous regions. On mountains, the mountains’ block mass

raises the gravity determined in contrast with the reference value and results in a positive free-air anomaly (Lowrie, 2007). Consequently, the FAA over the middle parts of the study area is positive, averaging about +50 mGal, while over the Chia Gara and the Matean mountains and surrounding area, stronger anomalies up to + 100 mGal can be seen. On the contrary, the Bouguer's anomaly is very negative, but the FAA is small in different regions of the research area, which is isostatically compensated.

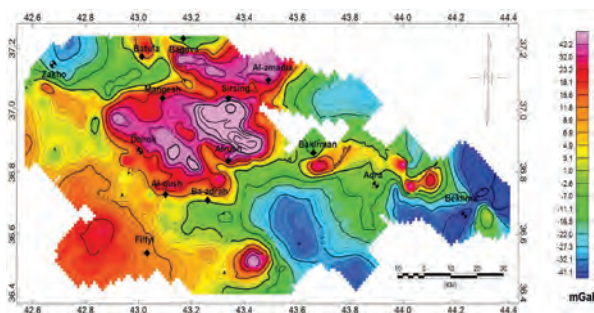


Figure 9. Free-air anomaly map of study area.

Crust thickness map

Improved knowledge of crustal thickness variations can yield important constraints on the local stress field in combination with regional plate tectonic stress fields to provide new insight into earthquake hazards. In addition, these results may contribute to exploration of the region's mineral and energy resources to promote economic development (Hernandez, 2006). GOM is able to obtain the discontinuity Moho depth by knowing the difference in density between crust and mantle, and also the Moho depth for a study area with complete Bouguer anomalies and inversion process (Asgari and Mehramuz, 2015). The mean crustal thickness in the study area is 35 km (Hafidh et al., 2007) with a varying crustal root into the mantle. The densities used were 2.67 g/cm³ for the continental crust and 0.33 g/cm³ as a contrast across the Moho boundary.

The present study applied a correction to the varying depth of a hypothetical crust-mantle boundary caused by differential topographic or bathymetric loads above or below the ellipsoid. Finally, Moho discontinuity depths for the study area were calculated using GOM for acquisition of the crustal thickness map from the topographical and Bouguer anomaly grids (Figure 10).

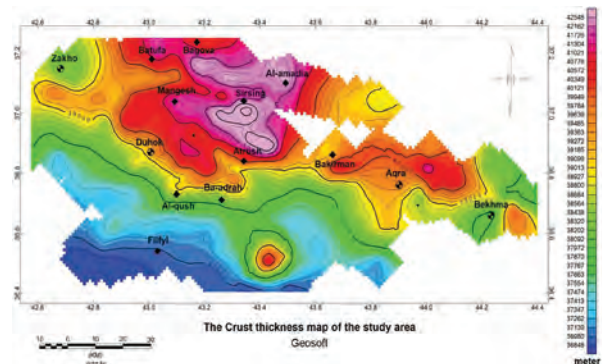


Figure 10. Crust thickness map determined from topographical and Bouguer anomaly grids of study region.

Isostatic residual anomaly map

Isostatic correction removes a regional gravity gradient based on the physics of isostasy. It is assumed that the topography in the study area is isostatically balanced, and therefore there is a deficient density of the mass below mountainous areas relative to valleys. The isostatic corrections of the collected gravity data were calculated using GOM.

Assumptions in making the isostatic calculation include: 1) a crustal thickness of 35 km at sea level (Hafidh et al., 2007); 2) a density contrast of 0.33 g/cm³ across the Moho boundary; and 3) a crustal density of 2.67 g/cm³.

Isostatic effects of the gravity data collected in the study area, ranging from (-35 to -44) mGal, are shown in Figure 11, which has small values since the range of elevation is minimal. The isostatic residual anomaly was determined

by eliminating the long gravity effects of wavelengths induced by isostatic compensation, i.e. variations in the crust / upper mantle boundary. The anomaly of isostatic gravity (Δg_I) is defined as the difference between the anomaly of Bouguer gravity (Δg_B) and the measured root-zone anomaly (Δg_R) (Figure 12).

$$\Delta g_I = \Delta g_B - \Delta g_R$$

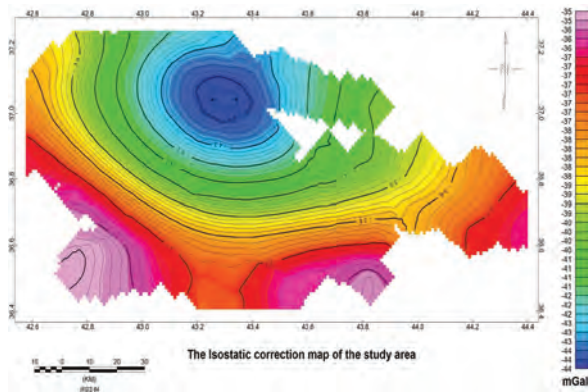


Figure 11. Isostatic correction map of study area.

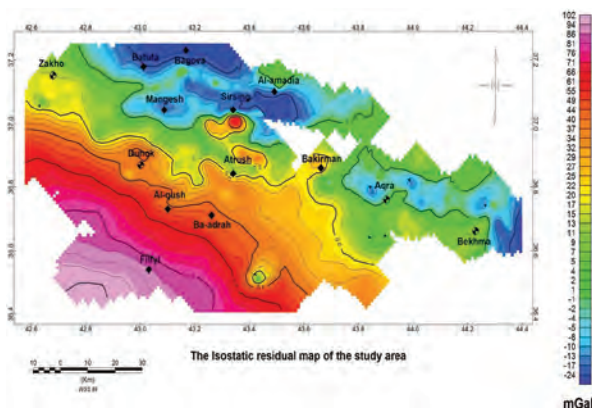


Figure 12. Isostatic residual map of study area.

The topography with its root area is in hydrostatical balance if the isostatic compensation is complete. Both Δg_R and Δg_B are negative but equal, and the isostatic anomaly, therefore, is zero everywhere ($\Delta g_I=0$). When over-compensation is involved in eroded topography, a root zone less than the real root zone is proposed. The Bouguer

anomaly is due to the larger true source, so the total number of Δg_B is greater than that of Δg_R . A negative isostatic anomaly ($\Delta g_I < 0$) is left by removing the less negative anomaly of the computed root zone. In addition, the topography indicates that the root zone is greater than the real root zone with under-compensation. The Bouguer anomaly is the result of the smaller real root, which means that the total of Δg_B is numerically smaller than Δg_R . Subtracting the major negative root-zone anomaly leaves a positive isostatic anomaly ($\Delta g_I > 0$) (Lowrie, 2007). A dominant NW-SE trend characterizes the Isostatic Residual Map of the study area. This corresponds to changes in the tectonic zones. On the assumption that the isostatic correction has adequately accounted for deep crustal gravity effects, the gravity seen on the isostatic anomaly might indicate a deeper basement. This was evident in the residual isostatic.

The pattern of isostatic anomalies in the study area reflects different structures beneath the mountains. The dominant E-W trend of isostatic gravity contour lines is roughly similar to that of the mountain chain. In the north, the Chia Gara and Mateen anticlines are over-compensated and reach the Aqra area with negative isostatic anomalies of about -20 mGal, while in southern areas there is under-compensation with positive isostatic anomalies of 80 mGal. A zero compensation line in the study area was revealed around Chia Gara, Mateen, Mangesh, Aqra, Piris, and Perat. The direction of the compensation line agrees with the Zagros (NW-SE) trend on the isostatic anomaly map.

Regional structures (upper mantle) anomaly

To investigate the direction of the lithosphere regional structures we chose to use the upward continuation technique as a method for regional/residual separation. Without modeling and subtracting the response from near-surface structures, a definition of the continued upward

gravity anomaly will be somewhat uncertain. Long-wavelength anomalies may be caused by large or closely distant small bodies (Lyngsie et al., 2006).

Upper mantle anomalies in the area of research were observed by increasing the residual isostatic anomaly field to 45 km and then removing it from the previous isostatic residual anomaly (up to 35 km). Figure 13 shows the contribution of the Moho interface under the study area.

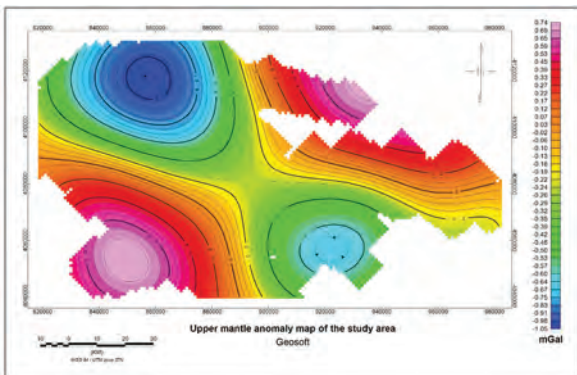


Figure 13. Upper mantle anomaly map of study area.

Upward continuation filters

This filter is considered to be clean because it produces nearly no side-effects that require other filters or processes to be corrected. This means that the effects of shallow sources and grid noise are often reduced or decreased. In addition, numerically and with modeling programs, upward continuous data can be interpreted. This does not apply to many other filtering processes.

The empirical method of Zeng et al. (2007) can determine the optimal upward continuing height. The method is used to calculate the correlation factor (r) between two successive upward continuous fields. The correlation factor can be determined by increasing the continuous height. The maximum deflection height is the optimal height (Figure 14). This technique was used to isolate the residual anomaly map of the study area.

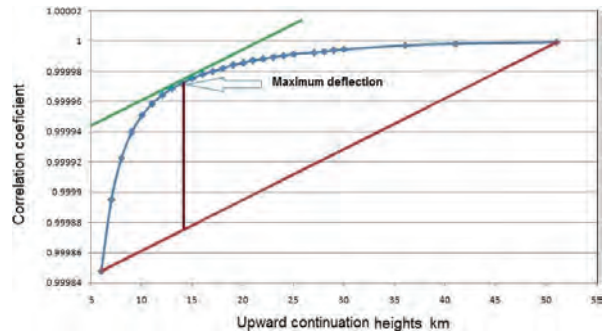


Figure 14. Cross-correlation between continuations of two successive upward heights versus upward heights.

The best level of upward continuation produced was 14 km, which was used to obtain the study area's residual and regional anomaly maps (Figures 15 and 16).

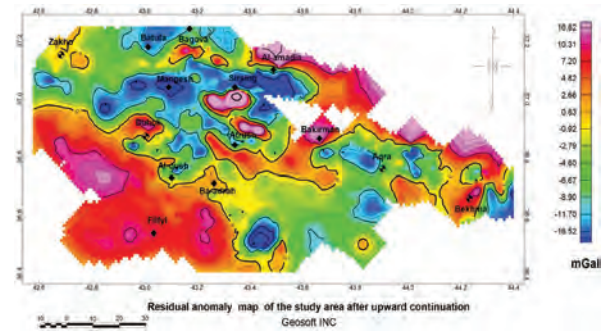


Figure 15. Residual anomaly map of area regarding upward continuation.

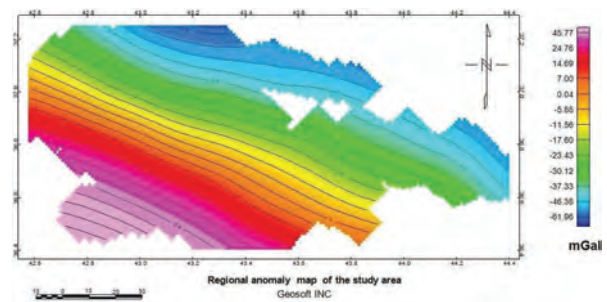


Figure 16. Regional anomaly map of study area after upward continuation.

The residual map that resulted using the optimum upward continuation method, as seen in Figure 15, shows many positive and negative closed or semi-closed anomalies. These anomalies are described according to regions as follows:

The western part (Zakho region) is characterized by positive or negative anomalies mainly trending E-W and NW-SE. The most important among them is the Bekher negative anomaly, which trends almost E-W, reaching a maximum gravity value of -16 mGal.

The central part (Duhok-Mosul region) is characterized by the presence of many positive and negative closed anomalies trending mostly in E-W, NW-SE, and N-S directions. There are five important positive anomalies in this region. The first is Bekher positive anomaly near Duhok city which trends almost NW-SE, reaching a maximum gravity value of $+11$ mGal, second is Shaikhan positive anomaly near Shaikhan village (over Shaikhan anticline) which trends almost E-W, reaching a maximum gravity value of $+8$ mGal, third is Atrush positive anomaly (over Atrush anticline) close to Atrush village which trends almost E-W, reaching a maximum gravity value of $+16$ mGal, fourth is Chia Gara positive anomaly (over Chia Gara anticline) near Sarsing village, which trends almost E-W reaching a maximum gravity value of $+22$ mGal, and last is the Mateen positive anomaly (over Mateen anticline) near Al-Amadia village which trends almost E-W and reaches a maximum gravity value of $+22$ mGal.

In addition, there are two negative anomalies in this region. The first is the largest one, extending from south of Zakho to Al-Amadia village, which trends almost E-W reaching a maximum gravity value of -22 mGal. The second is near Bashiqa village (over Maqlub anticline) which trends almost NW-SE, reaching a maximum gravity value of -32 mGal. On the other hand, the eastern part (Aqra region) is occupied by three negative and

two positive anomalies. The negative anomalies exist around Aqra village (over Aqra anticline) with gravity values of -15 mGal. Regarding the two positive anomalies, the first is near Bakirman village (over the plunge of Aqra anticline) with a gravity value $+16$ mGal, and the second is close to Bekhma village (over Piris and Perat anticlines) with a gravity value of about $+12$ mGal. Figure 16 displays the decreasing regional anomaly map toward N-NE.

CONCLUSIONS

For correlation of data between the current study and the adjacent IPC Bouguer map produced previously, a gravity anomaly map for the study area was drawn up using the same parameters applied by IPC, and then the two maps were tied. The gravity map of the present study is a very good match with the old results, and the regional gravity field trend is characterized by a steady, uniform decrease toward the northeast.

By utilizing up-to-date software and DEM techniques, the new Digital Terrain Modeling (DTM) was applied to provide the final Bouguer anomaly values. Study of the terrain effect in high mountainous areas revealed values ranging between 0 and 82.28 mGal. It is noticeable that the presence of minimal values in regions generally reflects a lower difference in elevation variance, which occurs in a mountainous area. By contrast, the foothill zone (excepting its mountains) indicates maximal values, which may be attributed to the impact of faraway regional heights.

The free-air gravity anomaly (FAA) over the middle part of the study area is positive, while stronger anomalies are seen over the Chia Gara and Matean mountains and surrounding areas. Several modern methods were applied to determine the best separation of regional and residual anomalies; it was found that the most realized method was the new empirical upward continuation technique.


The isostatic residual gravity map of the study area was obtained after removal of the isostatic correction (−35 to −44 mGal), and thus the depth of Moho discontinuity for the study area was mapped from the topographical and Bouguer anomaly grids to acquire the crustal thickness map. The optimum upward continuation heights were applied to the gravity profiles with values of 4 to 9 km under sea level, reflecting the basement depth corresponding to the 2D models.

The present research arrived at a new regional geophysical simulation and geological appraisal of the studied area. Thus, it is recommended utilizing recent developments of the Bouguer anomaly concepts based on DEM, TC and GOM techniques to reconstruct previous gravity data.

ORCID

Marwan Mutib  <https://orcid.org/0000-0002-2872-6669>

Maan Hasan Abdullah Almajid  <https://orcid.org/0000-0002-3951-4880>

Fadhil A. Ghaib  <https://orcid.org/0000-0002-6762-7196>

REFERENCES

- Abbas, M.J., Masin, J., 1975. New geophysical aspects of the basement structure in western Iraq. *J. Geol. Soc. Iraq*, Special Issue: 1-13.
- Al-Shaikh, Z.D., Saleh, S.A., Abdo, H.F., 1975. Contribution to the geology of Shaqlawa - Harir area, Iraqi *J. Geo. Soc.*, Special issue, 55-67.
- Al-Shaikh, Z.D., Ahmad, M.M., 2005. New Contribution to the Geology of Mosul Area from Geoelectric Investigations. *Rafidain Journal of Science*, 16 (6), 132-147.
- Amos, M.J., 2007. Quasigeoid Modeling in New Zealand to Unify Multiple Local Vertical Datums. Curtin University of Technology, Department of Spatial Sciences, New Zealand, PhD thesis, 238 p.
- Asgari, M., Mehramuz, M., 2015. Estimate the Crust Thickness using the Gravity Data for the KopehtDagh Region. *Indian Journal of Science and Technology*, 8 (9), 513-517.
- Chen K.H., 2009. An Improved Approach for Terrain Correction: Application to Northeast Asia's Highest Peak (Mt. Jade, Taiwan). *Sensors (Basel)*, 9 (9), 6604-6612.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting: McGraw-Hill Book Company, 867 p.
- Geosoft Oasis Montaj (GOM) reference manual, 2008. Software for Earth Sciences, Geosoft INC, Toronto, Canada.
- Ghaib, F.A., Mohammad, R.J., Khan, Z.A., 1998. A reconnaissance gravity survey in the Sulaivany plain, N-Iraq. *The Journal of Duhok University (Scientific and Academic)*, 1 (1): 6-20.
- Hafidh A.A., Matthew S., Youlin Chen, Robert B., Ghassan I., Hrvoje T., Bakir S., Borhan I., Dawood S., Robert A., Patrick J., Omar K., Aras M., Shaho A., Fadhil I., Rashid Z., Basoz A., Layla O., Nokhsha I., Nian H., Talal N., Ali A., Abdul-Karem A., Samira R., 2007. Seismic velocity modeling of north and northeast Iraq using receiver functions, 29th Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies.
- Hernandez, O., 2006. Tectonic analysis of northwestern South America from integrated satellite, airborne and surface potential field anomalies. Graduate School of Ohio State University, U.S.A, PhD thesis, 176 p.
- Hinze W.J., Aiken C., Brozena J., Coakley B., Dater D., Flanagan G., Forsberg R., Hildenbrand T., Keller G.R., Kellogg J., Kucks R., Li X., Mainville A., Morin R., Pilkington M., Plouff D., Ravat D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi J., Veronneau M., Webring M., Winester D., 2005. New standards for reducing gravity data, *The North American gravity database. Geophysics*, 70 (4), J25-J32.
- Janák, J., Vaníček, P., 2005. Mean free-air gravity anomalies in the mountains. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49, 31-42.
- Jassim, S.Z., Goff J.C., 2006. Phanerozoic development of the northern Arabian Plate, *Geology of Iraq*, 32-44.
- Leaman, D.E., 1998. The gravity terrain correction—practical considerations. *Exploration Geophysics*, 29, 476-471.
- Li, X., Götze, H.J., 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics, *Geophysics*, 66, 1660-1668.

- Lockwood, A., 2004. Isostatic and Decompensative Gravity Anomalies over Western Australia. Australian Society of Exploration Geophysicists, Preview, 108, 22-23.
- Lowrie, W., 2007. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 354 p.
- Lynch, A. and King, R.A., 1983. A review of parameters affecting the accuracy and resolution of gravity surveys. Exploration Geophysics, 14: 131-142.
- Lyngsie, S.B., Thybo, H., Rasmussen, T.M., 2006. Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modeling. Tectonophysics 413, 147–170.
- Mogren, S., Al-Amri, A.S., Al-Damegh, K., Fairhead, D., Jassim, S., Algamdi, A., 2007. Sub-surface geometry of Ar Rika and Ruwah faults from Gravity and Magnetic Surveys, King Saud University, College of Sciences, Geology & Geophysics Department, Riyadh, Saudi Arabia.
- Mutib M., 1980. Geophysical investigation around Demir Dagh area. Mosul University, Iraq, MSc. thesis, (unpublished).
- Nabighian, M.E., Ander, V.J., Graunch, R.O., Hansen, T.R., Lafehr, Y. Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005. Historical Development of the Gravity Method in Exploration. Geophysics, 70 (6), 63-89.
- Roy, K.K., 2008. Potential Theory in Applied Geophysics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 651 p.
- Sayyab, A., Valek, R., 1968. Pattern and general properties of the gravity field of Iraq. 23rd International Geological Congress, Czechoslovakia, 5, 129-142.
- Zeng, H., Xu, D., Tan, H., 2007. A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, Northeast China. Geophysics, 72, 145–150.



**Gölmarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması,
Gediz Grabeni, Batı Anadolu**
*Investigation of Morphotectonic Evolution of Gölmarmara Fault Using GIS-Based Methods,
Gediz Graben, Western Anatolia*

Semih Eski^{*1} , Hasan Sözbilir¹ , Bora Uzel¹ , Çağlar Özkaymak² , Ökmen Sümer¹ 

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tınaztepe Kampüsü, 35390 İzmir

² Afyon Kocatepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
ANS Kampüsü, 03200 Afyonkarahisar

• Geliş/Received: 24.01.2020 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.03.2020 • Kabul/Accepted: 16.03.2020
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.06.2020 • Baskı/Printed: 20.06.2020

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Gölmarmara Havzası, antitetik/sintetik normal fay basamakları ile denetlenen ve bir seri horst-graben sistemi olarak tanımlanan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'ndeki Gediz Grabeni'nin en kuzeydeki bölümünü oluşturur. Bu bölümün jeolojisi iyi bilinmesine rağmen, aktif tektonik ve jeomorfoloji çalışmaları açısından yeteri kadar incelenmemiştir. Bu çalışmanın amacı, havzanın güney sınırını oluşturan Gölmarmara Fayı'nın segment bazında tanımlanarak Kuvaterner dönem aktivitesini ve yapısal evrimini ortaya koymaktır.

7 km uzunluğundaki İsmetpaşa ve 11 km uzunluğundaki Hacıbaştanlar segmentlerinden oluşan KB-GD uzanımlı Gölmarmara Fayı, taban bloğunda 26 drenaj havzasına ve 23 üçgen yüzey morfolojisine sahiptir. Bu yapılar üzerinde, sayısal yükseklik modeli temelli morfotektonik analizler (S_{mp} , V_p , AF, HI, Shp, S_L , Yükselim Oranı) yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar arazi verileri ile birlikte değerlendirilerek İsmetpaşa Segmenti'nin Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha hızlı yükselime ve aktiviteye sahip olduğu ve bu iki segmentin, fay zonunun gelişimi sırasında bir aktarım rampasıyla birbirine bağlandığı tespit edilmiştir. Oluşumundan günümüze kadar 3 yapısal evreden geçen Gölmarmara Fayı'nın ilk evresinde kademeli (en-echelon) nitelikli faylardan oluştuğu söylenebilir. Morfometrik indisler ve saha verileri, Gölmarmara Fayı'nın orta-yüksek derecede aktif, eğim atımlı normal fay segmentlerinden meydana geldiğini ve M_w :6,4 büyüklüğünde depremler oluşturabileceğini göstermektedir. Geometrik olarak 2, sismik açıdan ise 1 segmentten oluşan Gölmarmara Fayı için, 0,179 ila 0,518 mm/yıl arasında değişen (fayın merkezinde artan, uç kısımlarında azalan) yükselim oranı hesaplanmıştır. Bu değerler Gediz Grabeni bölgesinde bulunan diğer aktif faylardaki yükselim hızı miktarları ile benzerlik göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Gediz Graben Sistemi, Gölmarmara Fayı, Aktif tektonik, Tektonik jeomorfoloji, Morfometri, Batı Anadolu.

Abstract: The Gölmarmara Basin forms the northern branch of the Gediz Graben, which constitutes a series of horst-graben systems controlled by antithetic and synthetic normal fault steps in the Western Anatolia Extensional Province. Although geology of this section is well known, it is not studied enough in terms of active tectonics and geomorphology. The aim of this study is to reveal fault segments on the basis of Quaternary activity and structural evolution of the Gölmarmara Fault forming the southern boundary of the basin.

The NW-SE trending Gölmarmara Fault, which consists of the 7 km-long İsmetpaşa and 11 km-long Hacıbaştanlar segments, has 26 drainage basins and 23 triangular facets in its footwall. Morphometric analyses (S_{mf} , V_f , AF, HI, Shp, S_L , Slip Rate) based on the digital elevation model were performed for these structures. According to combined results of our morphometry and field studies, the İsmetpaşa Segment has higher uplift and activity than the Hacıbaştanlar Segment, and they are linked by a relay ramp developing during the evolution of a complete fault zone. It can be said that the Gölmarmara Fault, which was found to have passed through 3 phases from its formation to the present day, is an en-echelon fault similar to when it formed. Morphometric indices and field data indicate that the Gölmarmara Fault is composed of medium-highly-active dip-slip normal fault segments and may cause earthquakes with a magnitude of M_w : 6.4. The Gölmarmara Fault, consisting of 2 geometric and 1 seismic segment, has uplift rate ranging from 0.179 to 0.518 mm/year (increasing at the center, and decreasing at the tips of the fault). These values are similar to uplift rates calculated for other active normal faults in the Gediz Graben.

Keywords: *Gediz Graben System, Gölmarmara Fault, Active tectonics, Tectonic geomorphology, Morphometry, Western Anatolia.*

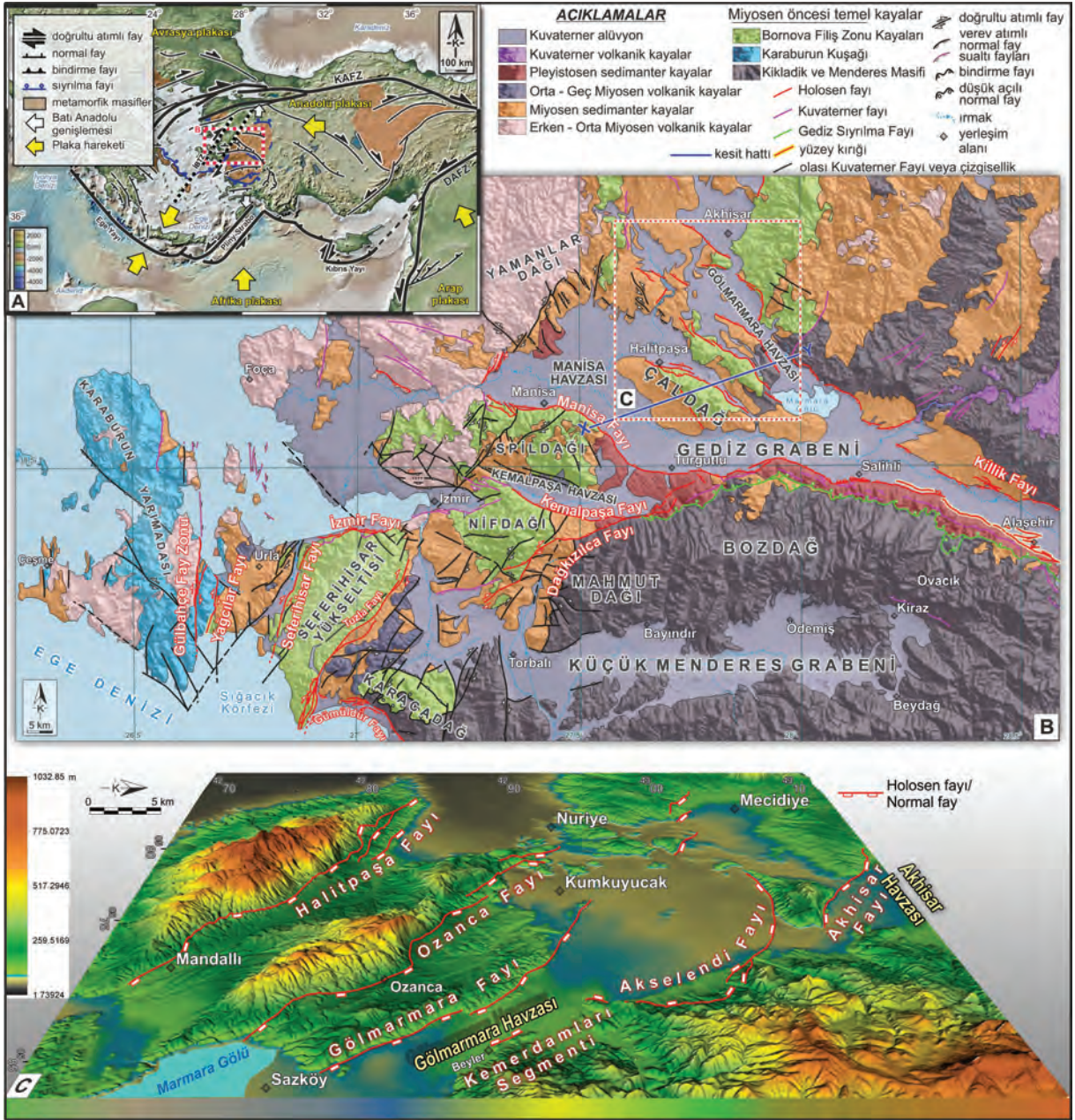
GİRİŞ

Morfometrik analizler, farklı tektonik ortamlarda gelişen erozyonal yüzeylerin yükselme oranlarının hesaplanması ve göreceli tektonik aktivitenin değerlendirilmesinde sıklıkla kullanılan aktif tektonik analiz yöntemlerinden biridir (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984; Wells vd., 1988; Burbank ve Anderson, 2011; Silva vd., 2003; Xue vd., 2017; Struth vd., 2019). Bu yöntemlerde genişlemeli tektonik aktivitenin yorumlanmasında en çok kullanılanları; asimetri faktörü (AF) (Hare ve Gardner 1985; Keller ve Pinter, 2002), hipsometrik eğri-hipsometrik indis (HI) (Ohmori 1993; Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2009a), dağ önü sinüslüğü (S_{mf}) (Bull, 1977; Bull ve McFadden, 1977), şekil faktörü (Shp) (Bull ve McFadden, 1977; Kale ve Shejwalkar, 2008), akarsu eğim – uzunluk indisi (S_L) (Hack, 1973; Chen vd., 2003; Perez-Pena vd., 2009b, 2010) ve vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (V_f) (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002)'dir. Bu jeomorfolojik indislerin yanı sıra, fay kontrollü dağ önlerinde gelişen üçgen yüzeyler tektonizma kontrollünün ölçülmesinde yeni bir parametre olarak kullanılmaktadır (Petit vd., 2009; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Tsimi ve Ganas, 2015).

Gölmarmara Havzası, Türkiye'nin batısında yer alan ve geniş ölçekte "Batı Anadolu Genişleme Bölgesi" (Taymaz vd., 1991; Seyitoğlu ve Scott,

1991, 1992; Altunel, 1999; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Sözbilir vd., 2009 Özkaymak ve Sözbilir, 2012) olarak tanımlanan bir bölgede yer alır (Şekil 1a). Yaklaşık D-B uzanımlı horst-graben sistemleri ile temsil edilen bu bölgedeki grabenlerden, Gediz Grabeni'nin kuzeybatı ucunda bulunan Gölmarmara Havzası, bölgedeki antitetik ve sentetik normal fay basamakları ile denetlenen sistemin en kuzeydeki basamağını oluşturur (Şekil 1b, c). Gediz Grabeni bu noktadan sonra, batıya doğru sonlanarak İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak isimlendirilen, KD uzanımlı, doğrudan atımlı faylanma mekanizmasının baskın olduğu bir deformasyon zonu ile etkileşime girmektedir (Sözbilir vd., 2003; Uzel vd., 2008; Sözbilir vd., 2011; Özkaymak vd., 2013; Uzel vd., 2013).

Batı Anadolu'daki aktif tektonik süreçlerin erozyonal süreçlerden daha hızlı geliştiği ve bölgedeki jeomorfolojik yapıların diri faylar kontrolünde şekillendiği birçok çalışmada ifade edilmiştir (örn. Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Özsayın, 2016; Topal vd., 2016; Kent vd., 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017). Batı Anadolu'nun en belirgin neotektonik yapılarından birisi olan Gediz Grabeni, doğuda Sarıgöl'den başlayıp batıda Manisa'ya kadar uzanır ve Salihli'den itibaren çatallanarak Kemalpaşa Havzası, Manisa Havzası ve Gölmarmara Havzası olmak üzere üç kola ayrılmaktadır (Şekil 1b).



Şekil 1. A) Çalışma alanının yerini ve Türkiye'nin ana tektonik hatlarını gösteren harita (Şengör vd. 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve Özaçar, 2003'den birleştirilerek). **B)** Çalışma alanının bölgesel ölçekli genelleştirilmiş jeolojik haritası (Bozkurt, 2001; Candan vd., 2011; Uzel vd., 2013; Özkaymak vd., 2013 ve Emre vd., 2018'den uyarlanmıştır). **C)** Çalışma alanının yapısal elemanlarını gösteren SRTM (10 m.)'den yararlanılarak oluşturulmuş 3 boyutlu SYM haritası. (Diri faylar Emre vd., 2018'den alınmıştır).

Figure 1. A) Map showing the location of the study area and the main tectonic lines in Turkey (Adapted from Şengör et al., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001; Koçyiğit and Özaçar, 2003). **B)** Regional-scale generalized geological map of the study area (Adapted from; Bozkurt, 2001; Candan et al., 2011; Uzel et al., 2013; Özkaymak et al., 2013 and Emre et al., 2018). **C)** 3-D DEM map created using SRTM which shows the structural elements in the study area (Active faults were taken from Emre et al., 2018).

KB-GD uzanımlı Gölarmara Havzası, bu sistemin en kuzeydeki kolunu oluşturur. Sismik açıdan da aktif olan bu havzanın kenar fayları, çizgisel gidişli dağ önleri, üçgen yüzeyler ve alüvyal yelpazeler ile belirgin olsa da, Gölarmara Havzası'nın morfolotektoniği, henüz jeomorfolojik indisler kullanılarak değerlendirilmemiştir. Bu çalışmada, Gölarmara Havzası'nın tektonik jeomorfoloji özellikleri morfometrik analizler yardımıyla değerlendirilmiş, Gölarmara Fayı'nın morfolotektonik özellikleri dikkate alınarak tespit edilen iki segmentinin göreceli aktiviteleri değerlendirilerek bu segmentlerin yapısal evrim aşamaları ortaya konulmuştur.

BÖLGESEL TEKTONİK

Çalışma alanının içinde bulunduğu Gediz Grabeni'nin batıya doğru nasıl sonlandığıyla ilgili ilk bilgiler Kaya (1979, 1981)'de verilmiştir. Araştırmacıya göre, Gediz Grabeni'nin batı sınırına karşılık gelen İzmir ve Balıkesir arasındaki zon KKD uzanımlı sol yönlü doğrultu atım bileşeni olan yüksek açılı oblik faylarla basamaklara bölünmüştür. Çalışmacı, KD uzanımlı bu süreksizliklerin, D-B ve BKB uzanımlı normal faylardan daha yaşlı olabileceğini, ayrıca bölgedeki eski bir yapısal izi takip ettiğini savunmuştur. Gediz Sıyrıma Fayı (Lips vd., 2001)'ni en batı ucunda öteleyen bu çapraz doğrultu-atımlı ana yapılar Şengör (1987) tarafından transfer fay zonu olarak nitelendirilmiştir. Bu zon, Şengör vd. (1985) tarafından, paleotektonik dönem yapılarının üzerine konulan fakat sonraki tektonik dönemde aynı fonksiyonu yerine getiremeyen bir yapısal hat olarak yorumlanmıştır. Buradaki çıkış noktası, Kretase'den kalıtsal olan ve Neotetis'e dik yönde gelişen bir transform zonunun var olabileceği yönündedir. Bu zon daha sonra, geç Senozoyik boyunca, doğrultu atımlı tektonikten genişlemeli tektoniğe geçişi sağlayan bir transfer zonu olarak çalışmıştır (Okay vd., 1996; Ring vd., 1999; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak ve

Sözbilir, 2008; Uzel vd., 2012, 2013; Özkaymak vd., 2013). Bu çalışmalar, Gediz ve Küçük Menderes grabenleri batısında kalan KD-GB uzanımlı havzaların geç Kretase zamanından beri aralıklı olarak aktifleşen ve İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) olarak isimlendirilen doğrultu atımlı fayların baskın olduğu bir zayıflık zonunun varlığını ortaya koymaktadır (Okay vd., 1991; Okay vd., 1996; Ring vd., 1999; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir vd., 2011; Uzel vd., 2012).

GÖLMARMARA HAVZASI

Gölarmara Havzası ilk kez Kaya vd. (2004) tarafından "Gölarmara Yarım Grabeni" olarak tanımlanmıştır. Havzanın güneyi Marmara Gölü'nü sınırlayan yükseltilerle, batı ve kuzeybatısı ise Gölarmara Dağı (302 m.) ile sınırlanırken, havzanın kuzeyinde Akhisar Havzası yer alır (Şekil 1c). Rakımı 76 m. olan Marmara Gölü, kuzeybatıdan gölü besleyen akarsuyun (bugünkü yapay kanal) Kum Çayı tarafından kapılması sonucunda küçülmüştür (Konak vd., 1980). Hakyemez vd. (2013), Marmara Gölü'nün oluşumunu inceleyen çalışmasında orta-geç Holosen'de, Gediz Nehri'nin günümüz drenajını kazanmış olduğunu ve güneydeki aktif faya doğru eğimlenme nedeniyle kuzeydeki alanların göreceli yükselerek havzaya daha çok çökeline taşındığını vurgulamaktadır. Diğer yandan aynı çalışmacılar, bugünkü Gediz Nehri'nin graben dışında kalan kesiminin grabene kavuştuğu noktada bir alüvyon yelpazesi oluştuğunu ve bu yelpazenin, büyük olasılıkla o dönemde Gediz Nehri'ne kavuşan Gördes Çayı'nın Gölarmara doğusundaki kesiminin önünü tıkayarak Marmara Gölü'nün meydana gelmesine neden olduğunu belirtirler. Gölarmara Havzası'nın yarım graben olmadığı, kuzeydoğu havza kenarlarının da fayla sınırlandırıldığı daha sonraki çalışmalarda ortaya konulmuştur (Konak, 2002). Ayrıca bu havza kenar fayları, Türkiye Diri Fay Haritaları'nda Holosen Fayı sınıfında değerlendirilmiştir (Emre

vd., 2018). Gölmarmara havzasını sınırlayan ve bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Gölmarmara Fayı dışındaki diğer yapısal süreksizlikler ise Kemardamları segmenti ile Akselendi Fayı'dır. 18 km uzunluğundaki Kemardamları Segmenti, Poyrazdamları'nın güneydoğusundan başlayarak ortalama K40B uzanımıyla Beyler'e kadar devam eder (Şekil 1c). Doğu sınırının devamında yer alan 19 km uzunluğundaki Akselendi Fayı ise, adını aldığı Akselendi'den başlayarak iç bükey geometri ile havzanın kuzeydoğu ve kuzey sınırı ile Karahöyük Dağı'nı güneyden sınırlayarak burada sonlanır.

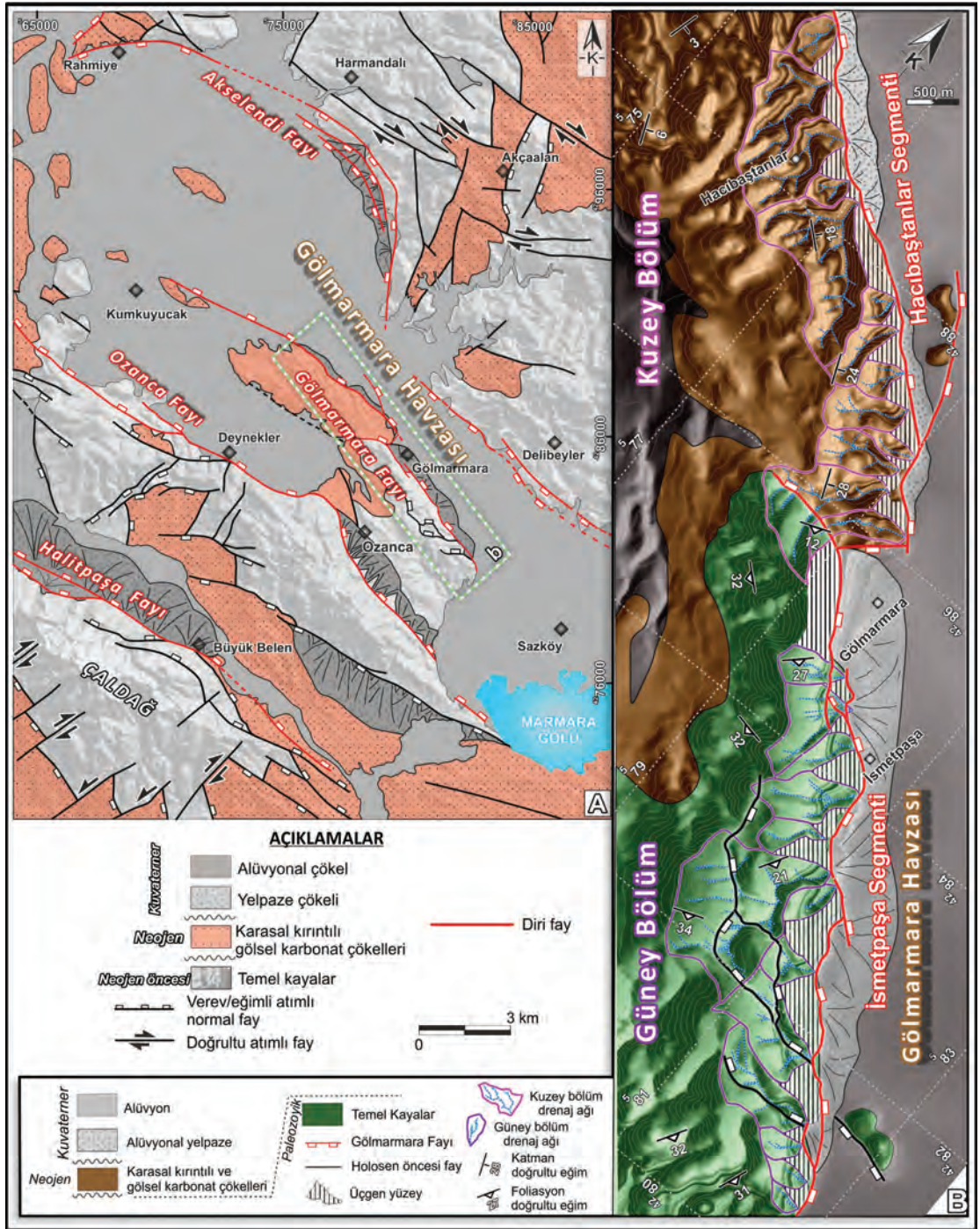
Gölmarmara Fayı

Gölmarmara Fayı ilk olarak Ketin (1968)'in yapmış olduğu Türkiye Sismotektonik Haritası'nda herhangi bir isimlendirilme yapılmadan türü ayırtlanmamış fay olarak gösterilmiştir. Seyitoğlu ve Scott (1996) ise aynı fayı normal fay karakterinde bir yapısal süreksizlik olarak haritasında belirtmiştir. Şaroğlu vd. (1992)'nin hazırlanmış olduğu Türkiye Diri Fay Haritası'nda yer almayan bu süreksizlik, diri fay sınıfı altında ilk kez Emre vd. (2012)'de ayırtlanmış ve Gölmarmara Fayı şeklinde isimlendirilmiştir. Çalışmacılara göre, Gediz Graben Sistemi içinde, Holosen aktivitesine sahip, 18 km uzunluktaki tek bir geometrik segmentten oluşan fay, KB-GD doğrultulu ve 60-70 KB eğimli normal fay karakterindedir (Emre vd. 2018). Emre vd., (2018) önceki çalışmalarında bu fayla ilgili kinematik özelliklere bağlı kalarak fayın üretebileceği maksimum deprem büyüklüğünün $M_w:6,52$ olacağını savunmaktadır.

İleride detayları aktarılacak olan bu çalışmada elde edilen arazi gözlemleri ve morfometrik hesaplamalar, Gölmarmara Fayı'nın başlangıçta iki segmentten oluştuğunu ortaya koymaktadır. Bu segmentler; güneydoğuda İsmetpaşa ve

kuzeybatıda Hacıbaşanlar Segmenti olarak isimlendirilmiştir. Genel olarak KD'ya eğimli Gölmarmara Fayı basamaklı bir geometri sunar (Şekil 1c). Bu basamaklı geometri içinde fayın güneydoğusunda görece daha güneyde kalan 7 km'lik İsmetpaşa Segmenti, Sazköy KB'sinden başlar ve KB doğrultusu boyunca İsmetpaşa yerleşim alanına doğru uzanır. Bu alanda segment, birbirine paralel/yarı paralel birçok sentetik fay parçası ile havzaya doğru basamaklı bir geometri sunar. Fay, Gölmarmara yerleşim alanının olduğu alanda sağa sıçrayarak kuzeyde kalan 11 km'lik Hacıbaşanlar Segmenti'ne geçiş gösterir. Ortalama K50B doğrultulu ve görece daha kuzeyde bulunan bu segment, Hacıbaşanlar üzerinden kuzeybatıya doğru ilerler, Kumkuyucak kuzeybatısında sonlanır (Şekil 2).

Bu çalışma kapsamında yapılan gözlemler ve önceki çalışmalar ışığında, Gölmarmara Fayı boyunca yüzlek veren kaya birimleri, yaşlıdan gence doğru; (i) Paleozoyik metamorfik kayalardan yapıları Temel Kayalar, (ii) Neojen yaşlı karasal kırıntılı ve karbonatlı çökeller ve (iii) Güncel havza dolgusunu oluşturan alüvyon yelpazesi çökelleri ve alüvyonlar olmak üzere 3 ana grup altında toplanabilir (Şekil 2). Gölmarmara Fayı'nın taban bloğu boyunca güneydoğuda yüzlek veren temel kayalar baskın olarak metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Candan vd. (2011)'in Menderes Masifi'nin örtü serisine dâhil ettiği bu kayalar genelde Paleozoyik yaşlı meta-kırıntılılardan ve yersel olarak metabazit ve mermerlerden yapıldır. Gölmarmara Fayı taban bloğunun kuzeybatısında yüzlek veren Neojen yaşlı karasal çökeller ise, Kaya vd. (2004) tarafından alüvyon yelpazesi, delta ve göl gibi fasiyesler ile simgelenen kömür arakatlı kırıntılı ve karbonatlardan oluşan bir tortul paket olarak değerlendirilir.



Şekil 2. A) Çalışma alanının temel birimlerini ve yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Diir faylar bu çalışmada haritalanmıştır). **B)** Gölarmara Fayı boyunca yükselen blokta meydana gelen havzaları gösteren drenaj ağı haritası.

Figure 2. A) Simplified geological map showing the basic units and structural elements in the study area (Active faults mapped in this study). **B)** Drainage network map showing the locations of the basins occurring in the footwall of the Gölarmara Fault.

Gölmarmara Havzası'nın modern havza dolgusu ise, fayın tavan bloğunda baskın olarak havza kenarlarını sınırlayan aktif fay parçalarının kontrolünde gelişen kolüvyal çökeller ve alüvyal yelpazeler ile havza düzlüklerinde biriken alüvyondan oluşmaktadır. Alüvyal yelpaze çökelleri baskın olarak açık gri-kahverengi renkli çakıltaşı, kumtaşı ve az miktarda çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Kolüvyal çökeller ise güneybatıda metamorfik, kuzeybatıda ise tortul kökenli köşeli blok ve çakıllardan yapıldır. Özellikle alüvyon yelpazesi çökelleri, havzanın orta bölümüne doğru alüvyon düzlüğü fasiyesindeki çökeller ile yanall ve düşey geçili dokanakla temsil edilir.

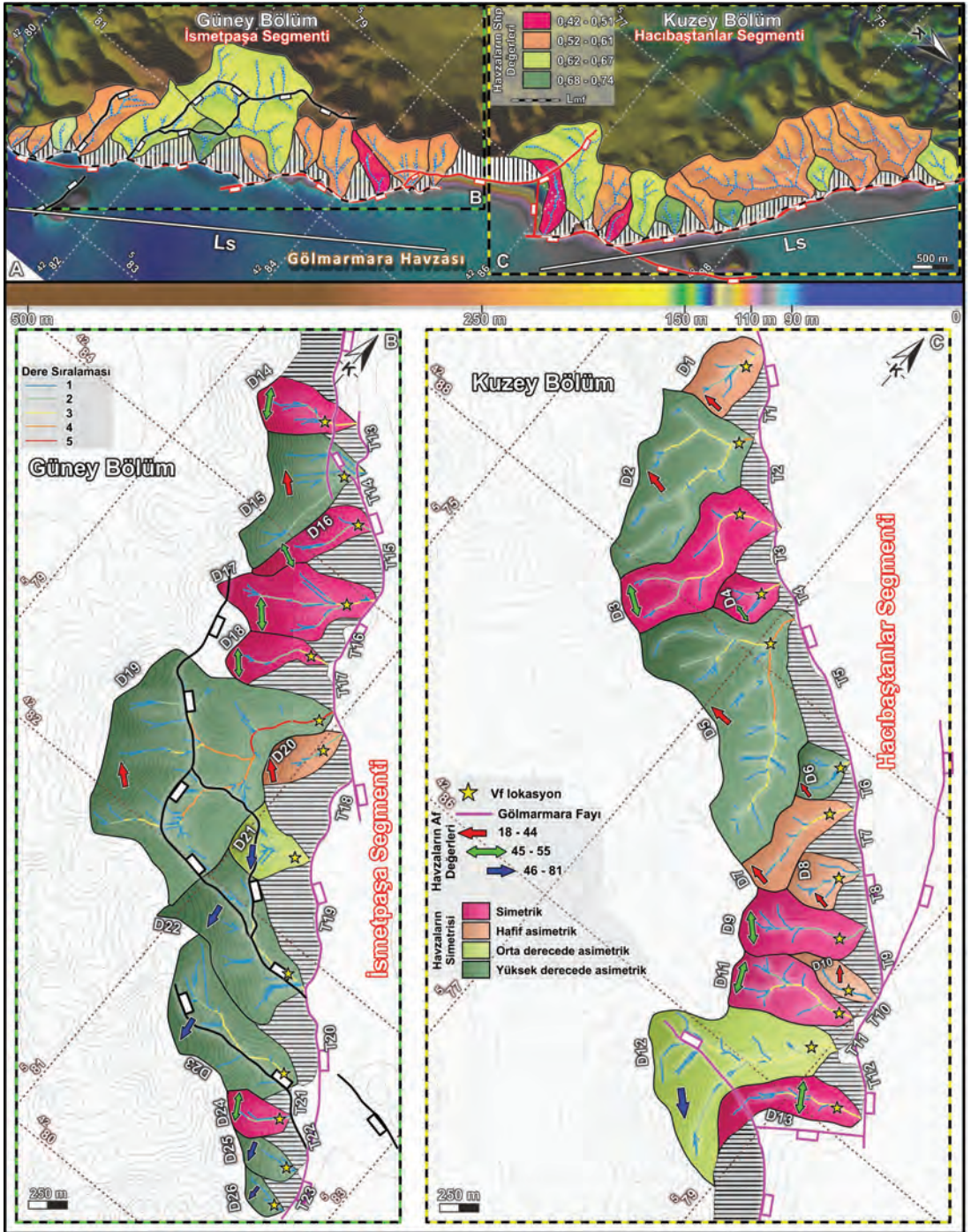
KULLANILAN VERİ SETLERİ VE METODOLOJİ

Gölmarmara Dağı'nın kuzeydoğu yamacında, Gölmarmara Fayı'nın taban bloğundaki drenajağını oluşturan 26 adet drenaj havzasında morfometrik analiz yapılmıştır. Drenaj ağını oluşturan akarsular Strahler (1952)'ye göre sınıflandırılmıştır. Bu drenaj havzaları, Gölmarmara Fayı'nın geometrisi göz önüne alınarak kuzey ve güney bölüm olmak üzere iki grup içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 3). Numaralandırma kuzeyden D1 ile başlayıp güneyde D26 ile bitecek şekilde yapılmıştır. Geometrik özelliklerine göre drenaj ağları arasında kalan ve fay segmentleri ile doğrudan dokanak halinde 23 adet üçgen ve trapezoidal yüzey (T1-23) ayırtlanmıştır.

Son yıllarda, yüksek çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üzerinde

gerçekleştirilen morfometrik hesaplamalar, topoğrafik haritalara uygulanan geleneksel yöntemlere göre daha hızlı, daha objektif ve daha fazla çoğaltılabilir ölçümler sağlamaktadır (Bahadır ve Özdemir, 2011). Sayısal ölçüm ve jeomorfolojik analizler, topoğrafik haritaların (1:10000) sayısallaştırılmasıyla (iterasyon sayısı 20) SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) ve ALOS PALSAR-12.5m verileri kullanılarak, ArcMAP® ve Schwanghart ve Scherler (2014)'e ayrıntıları verilen Matlab® (TopoToolbox 2.1) eklentisi yardımıyla yapılmıştır. SYM'nde var olan boş pikseller Sink fill yöntemiyle Bilinear Interpolation metodu kullanılarak ArcMAP®'de düzeltilmiştir. Bu çalışmada doğruluk payına en yakın sonuçların elde edilmesi için sayısallaştırılmış topoğrafik haritalardan üretilme SYM (10x10m) ve Hergarten vd. (2016)'da önerilmiş küçük drenaj havzalarında akarsuların indis yaklaşım metodları kullanılmıştır.

Jeomorfolojik indislerin bazı tektonik ortamlarda yerel erozyon ve/veya kaya yükselme oranlarıyla ilişkili olduğu bilinmektedir (Montgomery ve Brandon, 2002; Wobus vd., 2006; Kirby ve Whipple, 2012). Jeomorfolojik indisler tektonik olarak aktif eğim atımlı normal fayların evrimini tanımlamak için de sıklıkla kullanılır (Burbank ve Anderson, 2011; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm vd., 2002). Gölmarmara Havzası'nın tektonik aktivitesini değerlendirmek üzere bu çalışmada kullanılan jeomorfolojik indislerin tanımlamaları ayrıntılı olarak anlatılmış ve özet bilgileri Şekil 4'te sunulmuştur.



Şekil 3. Gölmarmara Havzası'nın hesaplanan ana jeomorfolojik indislerini gösteren şematik harita; **B)** güney sektör, **C)** kuzey sektör. AF değerleri oklarla gösterilmektedir, Shp ve asimetri sınıfları renklerle anlamlandırılmıştır. Sarı yıldızlar V_f lokasyonlarını göstermektedir.

Figure 3. A) Schematic map showing the main geomorphic indices calculated for the Gölmarmara Basin; **B)** the southern sector; **C)** the northern sector. AF values are represented by an arrow, Shp and asymmetry shown by a color indicating the class. Yellow stars show the locations of V_f .

olmak üzere üç kategoriye ayrılmıştır. İsmetpaşa Segmenti'nin sınırladığı drenaj alanlarının tamamı yüksek dayanımlı (metamorfik), Hacıbaştanlar Segmenti'nin ise orta dayanımlı (karasal kırıntılılar) kayalardan oluşmaktadır. A_f , V_f , S_L , HI ve Hipsometrik eğri hesaplamaları üzerinde kayaçların dayanımlarının hesaplamalar üzerindeki etkileri sonuçlar ve tartışma başlığı altında irdelenmiştir.

Dağ önü Sinüslüğü ($S_{mf} = L_{mf} / L_s$): Bull (1977) tarafından tanımlanan dağ önü sinüslüğü, dağ cephesini oymaya çalışan aşındırma kuvvetleri ile dağ cephesini düzleştirmeye çalışan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi gösteren bir indistir. L_{mf} , dağ önünde bulunan belirgin eğim kırıklığı boyunca gelişen dağ cephesini temsil eder. L_s ise ölçüm yapılan yerin düz bir hat boyunca olan uzunluğudur (Şekil 4a). Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler, doğal olarak erozyonel süreçlere karşı baskındır. Bundan dolayı, daha düşük S_{mf} değerleri daha düz dağ önlerini temsil etmektedir. Yükselim hızı çok düşük ve/veya aktivitesini yitirmiş kalıtsal fay çizgiselliği olan dağ önleri, baskın olan erozyonel süreçler nedeniyle düzensiz ya da daha yüksek S_{mf} değerlerine sahiptir. Bull (2008) S_{mf} değerlerinin <1,4 iken düşük, 1,4 ile 3 arasında ise orta derece olduğunu belirtmiştir. Düşük ve orta dereceli S_{mf} değerlerinin, yüksek tektonik aktiviteye sahip dağ önlerinin bir göstergesi olduğu bilinmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2010; Daxberger ve Riller, 2015).

Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı ($V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$): Bull ve McFadden (1977)'nin V-şekilli ve U-şekilli vadi profillerini sayısal olarak ayırmak için tanımladığı bir jeomorfolojik indistir. Burada V_{fw} , vadi tabanının genişliği, E_{ld} ve E_{rd} , sırasıyla sol ve sağ vadi bölmelerinin yüksekliği, E_{sc} ise vadi tabanının yüksekliğidir. V_f indisi hesaplanırken formüldeki parametreler (Şekil 4b ve c) her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır. Bu uzaklıklar havzaların büyüklüklerine göre

birçok çalışmada değişkenlik göstermektedir (Ramírez-Herrera, 1998; Bull, 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Softa vd., 2018). Genelde küçük yüzölçümüne sahip havzalarda 100-250 m arası, büyük havzalarda ise 500 m - 1km arası uzaklıklar tercih edilir (Özkaymak ve Sözbilir 2012). Yüksek V_f değerleri düşük yükselim hızına, düşük V_f değerleri ise dereler tarafından derin kazanmış vadileri, dolayısıyla aktif olarak yükselen alanları gösterir (Keller ve Pinter, 2002). Derin V-şekilli vadiler ($V_f < 1$) çizgisel gidişli ve aktif yükselmeye bağlı olarak akarsuyun tabanı hızlı kazındığı ve aşındırdığı vadiler, düztabanlı vadiler ($V_f > 1$) ise nispeten tektonik durgunluğa bağlı vadi tabanının erozyonel süreçlerle doldurulduğu vadiler olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña vd., 2010).

Asimetri Faktörü ($AF = 100(A_R/A_T)$): Drenaj alanı asimetri faktörü, tektonik kontrolle gelişmiş havzalarda, tektonik rejimin izlerinin tespiti için kullanılmaktadır (Cox, 1994; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). A_R drenaj havzasının akış yönünde bakarken ana derenin sağında kalan alan, A_T ise drenaj havzasının toplam alanıdır (Şekil 4a). Tektonik açıdan aktif havzada eğim meydana gelir ve böylece dereler havzada asimetrik bir şekilde konumlanırlar. Eğimin (tiltlenmenin) fazla olduğu tarafta ana derenin de eğimlenerek göç etmesi beklenir. Bunun sonucunda tektoniğin hızı ve türü, drenaj ağı havzasında belirgin bir çarpılma yaratır (Hare ve Gardner, 1985). 50'nin altındaki veya üstündeki AF değerleri, havzanın asimetrik olduğunu gösterir (Pérez-Peña vd., 2010). 50'nin altında çıkan değerler ana dere akış yönünün soluna, 50'nin üstünde çıkan değerler ana dere akış yönüne göre sağa eğimlenen havza anlamına gelmektedir. Bulunan AF sonuçlarını, eğimlenme derecelerine göre sınıflama yapmak da mümkündür. Bu noktada Pérez-Peña vd. (2010) $AF^S = 50 - (100(A_R/A_T))$ denklemini kullanarak AF^S sonuçlarını dört bölümden oluşan bir sınıflama oluşturmuştur. Bunlar; $AF^S < 5$ (simetrik havzalar), $AF^S = 5-10$ (hafif asimetrik havzalar), $AF^S = 10-15$

(orta dereceli asimetrik havzalar) ve $AF^S > 15$ (yüksek derecede asimetrik havzalar)'dır. Ayrıca akarsu göçü ile ilişkili olan AF hesaplamalarının da kaya dayanımı ile direkt ilişkisi bulunmaktadır. Cox (1994)'un yapmış olduğu çalışmada, havza asimetrisine neden olacak ana akarsu yatağının göçüne tektonik nedenlerin olabileceği gibi düşük dayanımlı kayaçların da sebep olabileceğinden bahsetmiştir.

Hipsometrik İntegral ve Hipsometrik Eğri

($HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$): Bir havzadaki hipsometrik eğri, havza içindeki alan ve yükselimin dağılım ilişkisini temsil eder (Strahler, 1952). Hipsometrik integral (HI) ise hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanır (Keller ve Pinter, 2002). Hipsometrik eğri grafiğinde 0 ile 1 arasında kalan alanların değerleri 0'a yaklaştıkça yüksek derecede aşınmış havzaları, 1'e yaklaştıkça da zayıf derecede aşınmış havzaları tanımlar. Burada, h_{ort} havzanın ana akış sisteminin ortalama yüksekliğini, h_{min} ve h_{mak} ise sırasıyla minimum ve maksimum yüksekliklerini ifade etmektedir (Şekil 4e). Hipsometrik Eğri'ye göre drenaj alanlarının erozyon aşamaları genç, olgun ve yaşlı olmak üzere sınıflandırılır (Strahler, 1952). HI ise, drenaj havzası rölyefi, alanı ve geometrisi ile ilişkilidir (Lifton ve Chase, 1992; Hurtrez vd., 1999). Teorik olarak, içbükey ve S şeklindeki Hipsometrik Eğrilerinin düşük HI değerleri denge aşamalarındaki, yüksek değerleri ise tektonik aktiviteler sırasında gelişen drenaj havzalarını temsil etmektedir (Strahler, 1952; Willgoose ve Hancock, 1998). Diğer yandan, hipsometrik eğrinin şekli ya da hipsometrik indis değerleri, akış sistemini denetleyen tektonik, iklimsel ve litolojik faktörler hakkında da önemli bilgiler verir (örn. Huang ve Niemann, 2006; Moglen ve Bras, 1995; Willgoose ve Hancock, 1998). Bu çalışmada sonuçlar, Xue vd. (2017)'nin önerdiği sınıflama altında değerlendirilmiştir. Bu sınıflamada $< 0,25$ düşük, $0,26-0,37$ arası orta, $> 0,38$ ise yüksek derece olarak tanımlanmakta, $0,6$ 'dan büyük HI değerleri ise yükselme hızı oranının düşük olduğuna işaret

etmektedir. Hesaplamalar için farklı ArcGIS® uzantılı programlar kullanılabilir (örn. Pérez-Peña vd., 2009a). Fakat yazılan bu scriptler genelde eski sürümler (ArcGIS 10.1® öncesi) için olduğundan güncel sürümlerde çalışmamaktadır. Farklı yöntemler veya programlar kullanılacaksa mutlaka kullanılan SYM'nin float tip ise 'Spatial Analyst Toolbox' kullanılarak önce 'integer' formatına dönüştürüp 'Equal Interval' metodu kullanılarak alanlar 100 adet eşit alana bölüldüğünden emin olunması gerekmektedir. Bu çalışmada Matos ve Dilts (2019)'un hazırlanmış olduğu bütünleşmiş script kullanılmıştır.

Şekil Faktörü ($Shp = \sqrt{A/d}$): Drenaj havzasının şekli, ana dere ve hidrolojik kaynaklı oluşan yapıları, yani havza dinamiklerinin tümünü direkt kontrol etmektedir. A, havza drenaj alanıdır, d ise havzanın çapıdır (havza kenarındaki herhangi iki nokta arasındaki maksimum mesafe) (Şekil 4a). Shp, drenaj havzasının şekli ve uygunluğunu tanımlamak için kullanılan uzama oranı olarak da bilinir (Bull ve McFadden, 1977; Kale ve Shejwalkar, 2008). Genellikle tektonik faaliyetlerden etkilenen drenaj havzaları şekil olarak daha uzundur. Öte yandan, dairesel biçimli drenaj havzaları genellikle tektonik durgunluk sırasında gelişir (Bull ve McFadden, 1977). Bu çalışmada sonuçların sınıflanmasında kullanılacak ölçütler Xue vd. (2017)'de belirlenmiş, $Shp > 0,68$ (dairesel), $0,62 < Shp < 0,67$ (orta derece uzamış), $0,52 < Shp < 0,61$ (uzamış), $Shp < 0,51$ (yüksek derecede uzamış)'dir.

Akarsu Eğri – Uzunluk İndisi ($S_L = d_H / d_L * L$): Akarsu eğim değişikliklerini, akarsu akış profili boyunca hesaplayarak nehir aşındırma gücünü vurgulayan bir jeomorfolojik indistir (Hack, 1973). Formüldeki d_H yükseklik değişimi, d_L segmentin uzunluğu ve L, indisin hesaplandığı bölümün orta noktasından drenaj sınırına kadar olan toplam kanal uzunluğudur (Troiani vd., 2014), (Şekil 4d). S_L indisi, bir nehir boyunca topografik kırılma bölgelerini vurgulamak için kullanılmaktadır. Bu tür kırılmaların dağılımı en az üç parametreden

etkilenir. Bunlar; (i) diferansiyel yükselişe neden olan tektonik kuvvet, (ii) litoloji değişimleri ve (iii) yüksek frekanslı deniz seviyesi değişimleridir (Font vd., 2010). Arazi çalışmaları sonucu yapılan haritalama çalışmalarıyla, yükselen blokta yer alan havzaların dere profili boyunca litolojilerinde değişim ve yapısal kıvrımların olmaması (Şekil 2b), S_L ölçüm sonuçlarını sadece tektonik açıdan yorumlanmasını kolaylaştırmıştır. Dünya genelinde yapılan çalışmalarda alınan yükseklik aralıkları 250 ile 100 metre arası değişkenlik göstermektedir (Font vd., 2010; Troiani vd., 2014; Moussi vd., 2018; Topal, 2019a). Bu çalışmada hesaplanan havzaların alanları küçük olması sebebiyle alınan aralık değeri 10 metrede bir seçilmiştir. Bu sebepten, büyük ölçekli çalışmalarda 500 ve üzeri değerlere denk gelen aktif tektonik alanları, bu çalışmada 200 ve üzeri olarak kabul edilmiştir. Hesaplamalar, ArcGIS 10.4® - Spatial Analyst® uzantısıyla kullanılabilen 'Arc Hydro Tools' ve Queiroz vd. (2015)'in üretmiş olduğu 'Knickpoint Finder' eklentileri ile yapılmıştır. S_L hesaplaması, farklı akarsu bölümlendirmesi yöntemlerinde farklı sonuçlar elde edilebilmektedir. Bu çalışmada, küçük alana sahip drenaj alanlarında kullanılması daha uygun olan Troiani vd. (2014)'de uygulanan düşey düzenli aralık metodu ($d_H=5m$ 'de bir) uygulanmıştır. Hack Index sonuçları Inverse Distance Weighting (IDW) yöntemi ile interpolasyonu alınarak hesaplanmıştır.

Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı: Üçgen yüzey geometrisi (facet) üç temel parametreden oluşmaktadır. Bunlar, taban uzunluğu (BL), genişlik (W) ve yükseklik (H)'dir. Bu parametrelerle, Tsimi ve Ganas (2015)'in önermiş olduğu hesaplamalar kullanılarak, fayların taban bloğundaki yükselimi, litoloji ve fayların aktifliği temel alınarak 4 farklı formülle hesaplamak mümkündür. Formül seçiminde, çalışma alanının litolojisi ve fayın aktivitesine göre tavsiye edilen 4 numaralı denklem kullanılmıştır ($Y=0,005X+0,026$). Burada Y: yükselim hızı

(mm/yıl), X: Üçgen yüzey yüksekliği (metre)'dir. Doğruluk payı için yapılan çalışmalarda bulunan R^2 değeri ise 0,327'dir. Bu çalışma kapsamında SYM üzerinden elde edilen değerler ArcGIS® programı kullanılarak hesaplanmıştır.

MORFOMETRİK ANALİZ SONUÇLARI

Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

Dağ önü çizgiselliğini oluşturan ve Gölarmara Fayı'nın geometrik özelliklerine bakılarak yapılan inceleme sonucu S_{mf} değerlerinin kuzey bölümdeki Hacıbaştanlar Segmenti için 1,15, güneyde İsmetpaşa Segmenti için ise 1,14 olarak hesaplanmıştır (Çizelge 1).

Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

Hacıbaştanlar Segmenti'ndeki yükselen blok üzerinde tanımlanan 13 drenaj havzasından elde edilen V_f sonuçları 0,33 ile 1,84 arasında değişirken; İsmetpaşa Segmenti üzerinde tanımlanan 13 adet drenaj havzası üzerinde hesaplanan V_f değerleri 0,20-1,05 arasında değişim sunmaktadır (Çizelge 1).

Asimetri Faktörü (AF)

Hacıbaştanlar Segmenti üzerindeki 13 havza üzerinde hesaplanan AF değerleri 27-64 arası değerler sunmaktadır. İsmetpaşa Segmenti üzerinde yer alan 13 havzada ise 18-81 arası değerler hesaplanmıştır (Çizelge 1 ve Şekil 3). Drenaj havzalarının eğimlenme derecelerine göre yapılan AF^S sınıflama sonuçları ise; Hacıbaştanlar Segmenti için 0-22 arasında değişirken baskın olarak hafif asimetrik-yüksek derece asimetrik, İsmetpaşa Segmenti için ise 1-26 arasında değişirken baskın olarak orta dereceli asimetrik-yüksek derece asimetrik havza değerleri göstermektedir (Şekil 3).

Şekil Faktörü (Shp)

Drenaj havzalarında yapılan Shp hesaplamaları, değerlerin Hacıbaşanlar Segmenti için 0,42-0,74, İsmetpaşa Segmenti'nde ise 0,44-0,71 arasında değiştiğini göstermektedir (Çizelge 1 ve Şekil 3a). Elde edilen sonuçlar seçilen sınıflamaya göre her iki segment için drenaj havzalarının orta derece uzamış ve uzamış havzalardan oluştuğuna işaret etmektedir.

Hipsometrik İntegral (HI) ve Hipsometrik Eğri

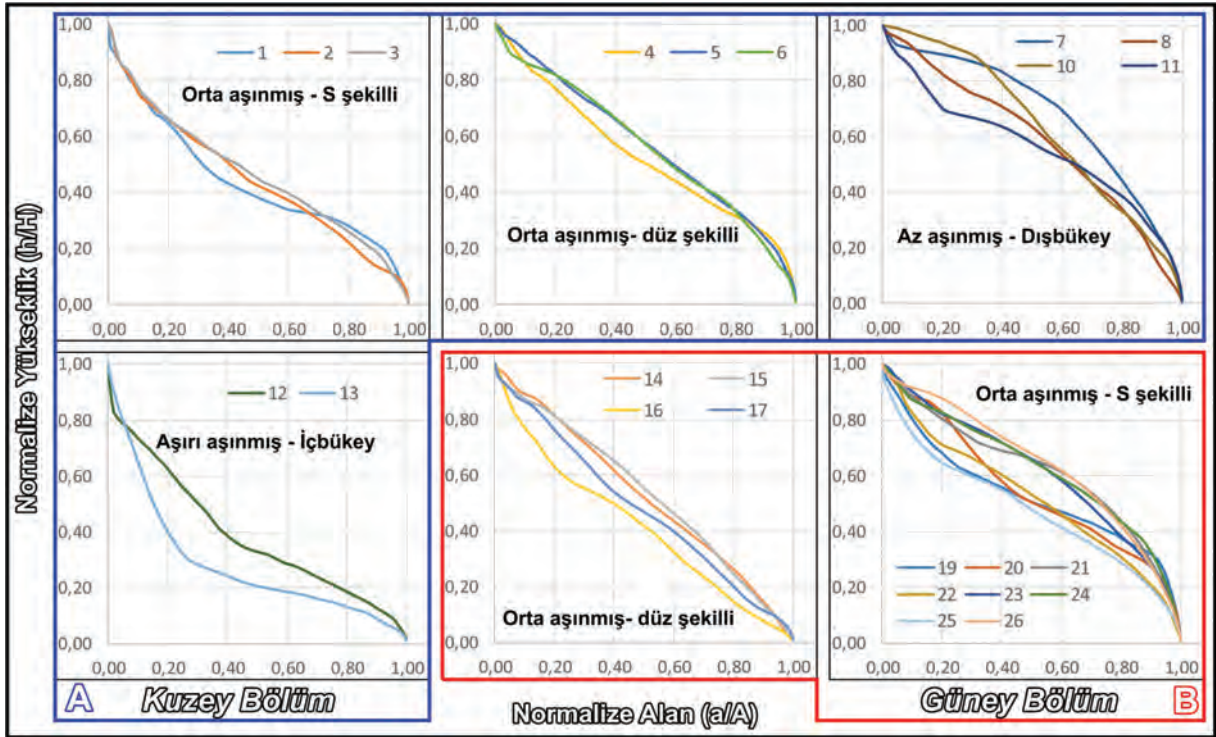
Gölmarmara Fayı'nın yükselen taban bloğunda konumlu 26 adet drenaj alanının gelişimini

ifade eden HI değerleri ile Hipsometrik Eğri yorumlamaları segment bazında kuzey ve güney bölüm için ayrılarak ele alınmıştır. Buna göre, kuzeyde bulunan Hacıbaşanlar Segmenti'nin taban bloğundaki 13 drenaj alanı için HI değerleri 0,28-0,68 arasında değişim gösterirken bu havzalara ait Hipsometrik Eğriler genelde dış bükey-düz ve S şekilleri ile temsil edilmektedir. Diğer yandan güneydeki İsmetpaşa Segmenti'nin yükselen bloğundaki drenaj havzalarının HI değerleri 0,47-0,66 arasında ve Hipsometrik Eğrileri genelde iç bükey-düz ve S şekilli olarak karakterize olurlar (Çizelge 1, Şekil 5 ve Şekil 6).

Çizelge 1. Gölmarmara Havzası ve dağ cephelerinin morfometrik parametreleri ve yükselim oranı. HI: Hipsometrik İntegral, Shp: Şekil Faktörü, AF: Asimetri Faktörü, AF^S: Asimetri Faktörü'nün Simetrisi V_f: Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı, S_{mf}: Dağ Önü Sinüslüğü.

Table 1. Morphometric parameters for the Gölmarmara Basin and mountain fronts and uplift rate (mm/yr). HI: Hypsometric Integral, Shp: Shape Factor, AF: Asymmetry Factor, AF^S: Symmetry of Asymmetry Factor, V_f: Valley Height-Valley Width, S_{mf}: Mountain Front Sinuosity.

Drenaj Adı	HI	Shp	AF	AF ^S	V _f	V _f ^{ort}	S _{mf}	Yükselim Oranı(mm/yıl)	Temel Kayaç Türü	
Hacıbaşanlar Segmenti (Kuzey Havzalar)	D1	0,43	0,67	44	5	0,67			Neojen yaşlı çökeller	
	D2	0,44	0,59	28	21	0,66		0,179		
	D3	0,46	0,56	54	4	0,33				
	D4	0,53	0,65	55	5	0,33				
	D5	0,57	0,57	27	22	0,52				
	D6	0,56	0,74	29	20	1,09				
	D7	0,68	0,54	40	9	0,63	0,73	1,15		0,277
	D8	0,58	0,68	40	9	1,84				0,252
	D9	0,62	0,62	50	0	0,50				
	D10	0,63	0,42	40	9	1,57				
	D11	0,56	0,59	50	0	0,77				0,302
	D12	0,38	0,66	64	14	0,60				
	D13	0,28	0,48	46	3	0,42				
İsmetpaşa Segmenti (Güney Havzalar)	D14	0,52	0,59	52	2	0,50			Metamorfik kayalar	
	D15	0,53	0,59	18	31	1,05		0,360		
	D16	0,41	0,44	46	3	0,64				
	D17	0,48	0,55	52	2	0,20				
	D18	0,66	0,53	18	3	0,38				0,518
	D19	0,53	0,66	46	19	0,21				
	D20	0,55	0,54	40	9	0,91	0,54	1,14		0,434
	D21	0,62	0,71	63	13	0,48				
	D22	0,52	0,63	81	31	0,33				0,512
	D23	0,61	0,56	70	20	0,33				
	D24	0,62	0,69	48	1	0,79				
	D25	0,47	0,54	74	24	0,59				0,348
	D26	0,64	0,55	76	26	0,52				



Şekil 5. Şekil 3a' da gösterilen dağ cepheleri boyunca bulunan 26 havzanın A) Kuzey bölümün B) Güney bölümün hipsometrik eğrisi.

Figure 5. Hypsometric curves A) Northern section B) Southern Section of 26 catchments along mountain fronts shown in Figure 3a.

Akarsu Eğri – Uzunluk İndisi (S_L)

Gölmarmara Fayı'nın havzaya doğru olan basamaklı yapısı ve bu basamakların yükselimdeki denetimini irdelemek için yapılan hesaplamalar; Hacibaştanlar Segmenti için güneyden gelen kolun girdiği D12-13 havzaları dışında genelde S_L değerlerinin düşük olduğunu ve değerlerde ani değişimlerin olmadığını göstermektedir (Şekil 7b). İsmetpaşa Segmenti'nde ise, tam tersine dağ önünde belirgin olan yüksek S_L değerleri ve drenaj alanlarında geriye doğru değerlerde ani değişimlerin olduğu belirlenmiştir (Şekil 7a).

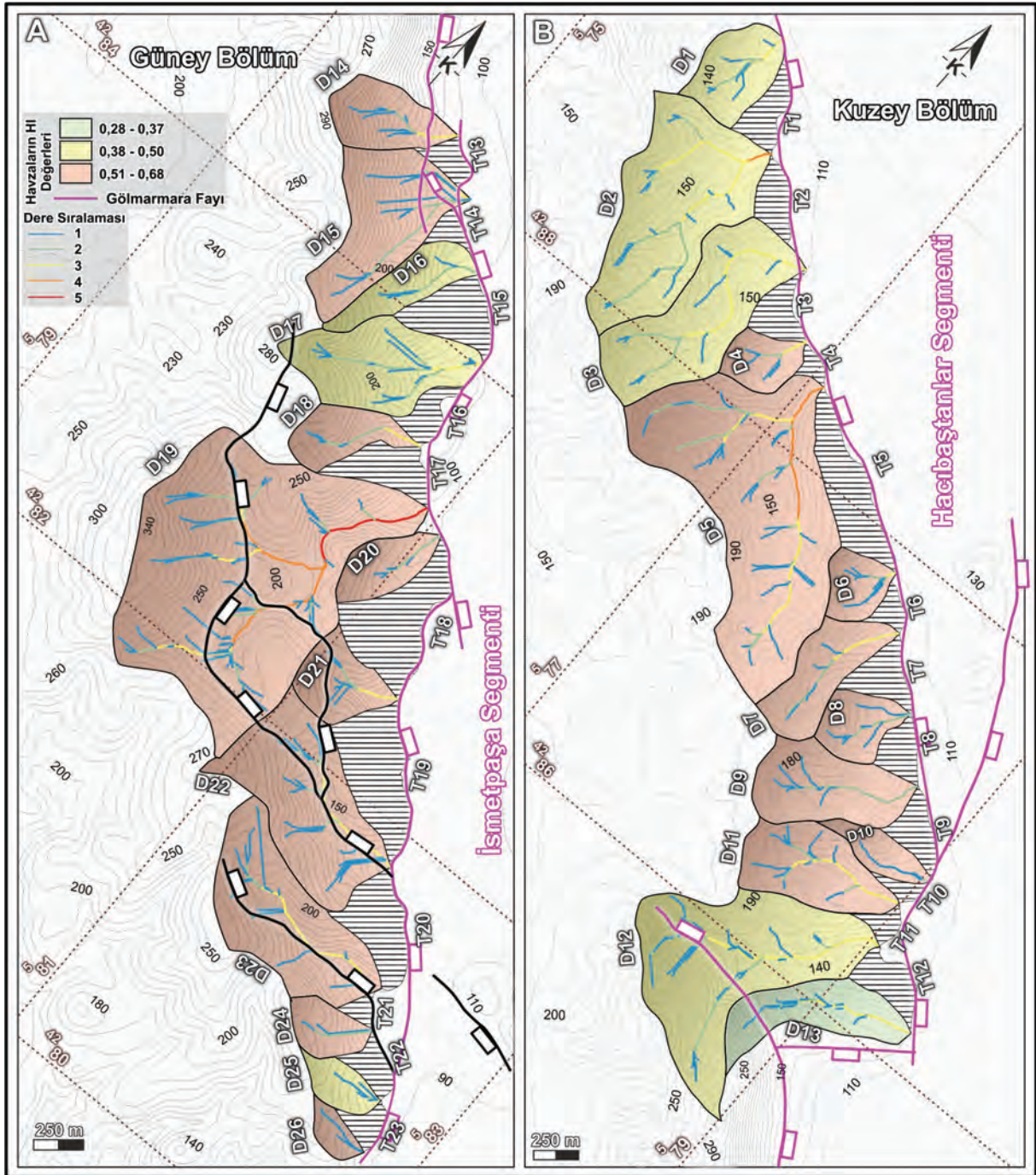
Üçgen Yüzey Eğim Açısı ve Yükselim Oranı

Gölmarmara Havzası taban bloğunda belirlenen üçü trapezoidal olmak üzere toplamda 23 adet üçgen yapı belirlenmiştir. Dağ önü geometrisine (L_{mf}) göre gruplanıp ortalamaları alınarak

değerlendirilen yükselim oranı sonuçları, Hacibaştanlar Segmenti için 0,179-0,302 mm/yıl, İsmetpaşa Segmenti için ise 0,348-0,518 mm/yıl olarak elde edilmiştir (Çizelge 1).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Arazi gözlemleri ve jeomorfolojik çalışmalar Gölmarmara Havzası'nı sınırlayan Gölmarmara Fayı'nın iki segmentten oluştuğunu göstermektedir. Buna göre, Gölmarmara Fayı, Hacibaştanlar Segmenti ve İsmetpaşa Segmenti olmak üzere iki geometrik segmente ayrılmıştır. Gölmarmara Fayı'nın yükselen bloğunun güney bölümünde baskın olarak metamorfik kayalardan oluşan Paleozoyik yaşlı Temel Kayalar ve kuzey bölümünde ise Neojen yaşlı karasal kırıntılı ve gölsel karbonat çökeller yer almaktadır.



Şekil 6. Çalışma alanındaki drenaj havzalarının hipsometrik indis (HI) haritası.

Figure 6. Hypsometric index (HI) map of the drainage basins in the study area.

Gölmarmara Dağı üzerinde gelişen 26 adet drenaj havzası ve 23 adet üçgen yapıda hesaplanan jeomorfolojik analiz sonuçları günümüzde, Marmara Gölü'nde oluşmakta olan havzanın Gölmarmara Fayı'nın yapısal kontrolü altında geliştiğini ve bu baskın kontrolün Gölmarmara Havzası'nın güneybatı kenarı geometrisini de şekillendirdiğini göstermektedir.

Gölmarmara Fayı tarafından sınırlandırılan dağ önü boyunca hesaplanan S_{mf} değerleri birbirlerine aşırı derecede benzer şekilde Hacıbaştanlar Segmenti için 1,15, İsmetpaşa Segmenti için ise 1,14'tür (Çizelge 1). Bu sonuçlara göre Gölmarmara Havzası güney kenar fayı için hesaplanan S_{mf} değerlerinin 1,4'den küçük olma durumu söz konusudur. Bu durum, dere boyunca geniş yayılım sunan erozyon ve fay faaliyetlerinin göstergesi olarak kabul edilirken (örn.; Daxberger ve Riller, 2015; Xue vd., 2017), kenar fayı boyunca tektonik olarak yükselimin ve aktivitenin (Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2010; Daxberger ve Riller, 2015) fazla olduğuna işaret eder.

Hesaplanan V_f sonuçları (Çizelge 1) Gölmarmara Fayı'nın taban bloğunda yer alan drenaj havzalarının derin V-şekilli vadiler ile temsil edildiğini göstermektedir. Gerek Hacıbaştanlar gerekse İsmetpaşa segmentlerinde hemen hemen tüm drenaj alanlarının <1 olması durumu söz konusudur. Vadi tabanı genişliği - yüksekliği oranının (V_f) < 1 olma durumu Keller ve Pinter (2002) ve Pérez-Peña vd. (2010)'da da belirtilen çizgisel gidiş sunan akarsuyun aktif tektonik etkisinde yükselmeye bağlı olarak vadi tabanını hızlı kazıdığı ve aşındırdığı anlamına gelmektedir. V_f ve S_{mf} sonuçlarının birbirlerini tektonik, jeomorfolojik ve morfometrik olarak desteklemesi nedeniyle, birlikte değerlendirildiklerinde fayın aktivitesinin yüksek olduğu yorumu kolaylıkla yapılabilmektedir. Diğer yandan V_f değerlerinin Hacıbaştanlar Segmenti'nde ortalama 0,73, İsmetpaşa Segmenti'nde ise göreceli olarak daha düşük ve 0,54 olarak hesaplanmış olması,

segmentlerin taban bloğundaki farklı kökendeki kaya topluluklarının litoloji/reoloji ilişkisi içinde metamorfik kayaların Neojen yaşlı karasal kırıntılı çökellerden daha dayanımlı olması ile ilişkilidir (Çizelge 1). Bilindiği gibi, normal fay geometrisinde atımın en yüksek olduğu yer merkez, atımın en düşük olduğu yer ise, fayın sönümlendiği uç noktalarıdır (Roberts, 1996). Bu bağlamda, fayların başlangıç bitiş ve merkez bölümlerinde konumlanmış drenaj havzalarının Asimetri Faktörü (AF) sonuçları da önem arz eder. Hacıbaştanlar Segmenti'nde bulunan (D1, D2, D5, D6, D7, D8) drenajlarında $AF < 50$ altındaki değerler eğimlenmenin KB'ye, İsmetpaşa Segmenti'nde (D21, D22, D23, D25, D26) havzalarında $AF > 50$ üstü değerler ise eğimlenmenin GD'ye olduğunu gösterir. Bu iki segmentin birleşim noktası ve Gölmarmara Fayı'nın günümüzdeki orta bölümünü temsil eden D9, D11, D13 ve D14 drenaj havzalarında ise 50 ve 50'ye yakın değerler hesaplanmıştır (Şekil 4a ve b). Gölmarmara Fayı'nın AF^S değerleri de, drenaj havzalarının fayın en güneydoğu ve en kuzeybatı ucuna gidildikçe yüksek derecede asimetric, fayın merkez konumuna gidildikçe simetric özellik kazandığını göstermektedir (Şekil 3b ve c). Gerek AF, gerekse AF^S değerleri Gölmarmara Fayı'nın normal fay geometrisi ve kinematiği içinde davranmasının yanı sıra, fayın taban bloğunda, yeni yükselen ve yükselmeye devam eden bir dağın, dolayısıyla genç bir fayın varlığına da işaret etmektedir.

Havza Şekil Faktörü'ne (Shp) ilişkin hesaplamalarda, her iki segment için de benzer sonuçlara ulaşılmıştır (Hacıbaştanlar Segmenti için 0,42-0,74, İsmetpaşa Segmenti için 0,44-0,71). Elde edilen sonuçlar seçilen Xue vd. (2017) sınıflamasına göre değerlendirildiğinde her iki segment için drenaj havzalarının orta derece uzamış havzalardan oluştuğu (Şekil 3a) ve havza kenarının aktif tektonik faaliyetlerden etkilenecek halen yükselmeye devam ettiğine işaret etmektedir.

Hipsometrik İntegral (HI) hesaplarına göre, bütün drenaj havzalarının genç ve tektonik olarak aktif bir aşamada olduğunu gösteren 0,38'den büyük yer yer 0,68'lere ulaşan yüksek HI değerleri elde edilmiştir. Bunun yanında Hacıbaştanlar Segmenti'nde gözlenen içbükey şekilli hipsometrik eğriler ise, havza litolojisi ile açıklanabilir. İçbükey ve düz şekilli eğrilerin olduğu havzalarda daha çok Neojen yaşlı karasal kırıntılı kaya birimlerinin yer aldığı görülmektedir (Şekil 2b ve 5a). Litolojinin değişmemesine rağmen gözlenen dışbükey şekilli hipsometrik eğriler ise hızlı yükselim alanlarına karşılık gelmektedir (Şekil 5a). Karasal kırıntılı sedimanların aşınma oranı, İsmetpaşa Segmenti'nde bulunan metamorfik temel kayalara göre daha fazla olduğundan, bu alanlarda içbükey veya düz şekilli hipsometrik eğriler daha yaygın olarak gözlenirler. Kısaca yüksek HI değerleri ile birlikte içbükey ve düz şekilli hipsometrik eğri sunan havzaların varlığı, aşınmanın yükselim hızından daha yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. S şekilli hipsometrik eğri sunan havzaların varlığı ise, basamaklı yapıya sahip Gölarmara Fay Zonu'nun, havzaya doğru gençleşen ve yeniden aktifleşen fayların varlığını da ortaya koymaktadır. Havza olgunluğu açısından, yüksek dereceli HI değerleri, olgunlaşmamış genç havzalara işaret etmektedir.

HI ve Hipsometrik Eğri sonuçları, Gölarmara Fayı'nın segment bazında aktivitesini ortaya koyabildiği gibi, segmentlerin kendi içinde de göreceli olarak kıyaslanmasına imkân sağlamaktadır. Hacıbaştanlar Segmenti'ne ait drenaj havzalarındaki hesaplamalarda, (Şekil 6b) segmentin bitiş noktalarında kalan D12, D13, D1, D2, D3 havzalarından düşük HI değerlerine sahip içbükey şekilli hipsometrik eğriler elde edilmiştir. Bu durum, zaten tektonik açıdan daha az aktif olan kuzey segment aktivitesinin, henüz bitmediğinin fakat giderek azaldığına da işaret etmektedir. İsmetpaşa Segmenti'nden elde edilen yüksek HI değerleri ve dışbükey şekilli hipsometrik eğriler, havzaların henüz olgunluğa ulaşmamış genç

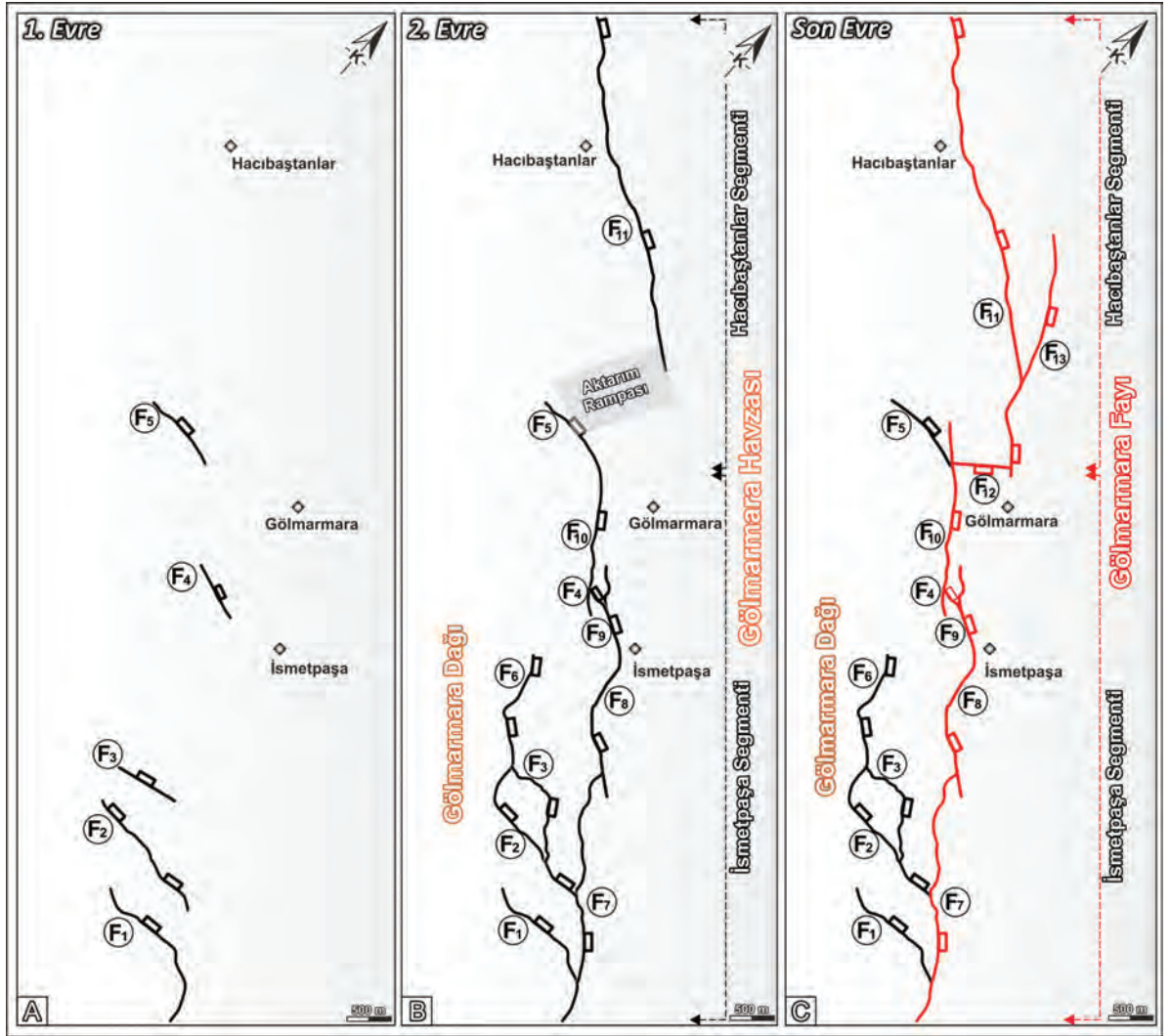
ve gelişmeye devam eden havzalar olduğunu göstermektedir.

Drenaj alanları aktif olarak yükselen bölgeler ve aşınmaya karşı yüksek dirençli kayalara sahip alanlar yüksek S_L değerleri ile temsil edilmektedir. İsmetpaşa Segmenti'nde dağ önünde belirgin olan yüksek S_L değerleri ve bu değerlerin drenaj alanlarındaki ani değişimleri, Gölarmara Fayı'nın basamaklı morfolojisine bağlı profil kırılmalarını ve tektonik yükselimin evreli bir şekilde gerçekleştiğine işaret etmektedir (Şekil 7a). Öncesinde yapılan arazi çalışmalarında haritalanan ve bu yüksek değerli S_L alanlarına karşılık gelen basamak faylarının varlığı da Gölarmara Fayı'nın birden çok fay parçasından evrimleştiğini desteklemektedir. Bu durum bölgesel ölçekte Halitpaşa, Ozanca ve Gölarmara faylarının KD'ya doğru oluşturduğu basamaklı geometride de açıkça gözlenmektedir (Şekil 1c). Özetle, bölgesel ölçekte gelişen tektonik çatı, bu sistemin en KD'sinde konumlu Gölarmara Fayı'nın kendi geometrisi özelinde de çok benzer şekilde görülmektedir. Aşınma kuvvetlerine karşı dayanımı daha yüksek olan metamorfik kayaların içinde gelişen İsmetpaşa Segmenti'nin, dayanımı düşük olan Neojen yaşlı karasal kırıntılı kaya birimleri içinde gelişen Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha yüksek değerler vermesi (Şekil 7), İsmetpaşa Segmenti'nin Hacıbaştanlar Segmenti'ne göre daha hızlı yükselime sahip olduğuna da işaret etmektedir. Üçgen yüzeylerde hesaplanan yükselim oranları, bu görüşü destekler niteliktedir. Tsimi ve Ganas (2015) temel alınarak hesaplanan sonuçlara göre, Gölarmara Fayı'nın merkez bölümünde (0,518 mm/yıl) yükselim değeri artarken, kuzeye (0,179 mm/yıl) ve güneye gidildikçe (0,348 mm/yıl) değerlerin azaldığı görülmektedir (Çizelge 1). Buna göre, güney ve kuzey olarak ikiye ayırmış olduğumuz taban bloğu havzalarının ortalama yükselim hızları kuzey bölüm için 0,252 mm/yıl ve güney bölüm için 0,434 mm/yıl olarak hesaplanmaktadır (Çizelge 1).

Arazi verileri, jeomorfolojik belirteçler ve morfometrik analiz sonuçları; Gölmarmara Fayı'nın yapısal, geometrik ve morfolojik olarak 3 aşamada geliştiğini göstermektedir. Bahsedilen 3 aşamadan kasıt, Gölmarmara Havzası'nın oluşum sürecinde ve Gölmarmara Fayı'nın deformasyonu içinde yer alan segmentlerin zaman içinde etki alanlarını arttırması sonucu ilerleyen bir gelişim süreci olarak tanımlanmasıdır. Buna göre, havzanın açılışının ilk evresinde KB-GD doğrultulu kademeli (*en-echelon*) biçimli normal faylar meydana gelmiş, devam eden süreçte bu faylar önce güneydoğudan itibaren birbirlerine bağlanarak İsmetpaşa ve Hacıbaştanlar segmentlerini oluşturmuştur (Şekil 8a ve b). Fay gelişiminin ilk evresi sırasında güneyde KB-GD kademeli (*en-echelon*) biçimli normal faylarla başlayan parçalanma sonrası İsmetpaşa Segmenti'nin oluşması ile ilk önce Neojen öncesi metamorfik kayalardan oluşan güney drenaj havzaları yükselmeye başlamış, Hacıbaştanlar Segmenti'nin oluşumuyla beraber Neojen yaşlı karasal kırıntılardan oluşan kuzey drenaj havzalarının yükselimi ile devam ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Ulaşılan bu yorumun desteklenmesi açısından mekanizma ve havza çökelişi stratigrafisinin detaylı bir çalışma ile anlamlandırılması önerilmektedir. Aynı evrede İsmetpaşa Segmenti'nin kademeli (*en-echelon*) fayların birbirlerine bağlanarak oluşması, fayın basamaklı bir şekilde oluşmasına imkân sağlamıştır. Üçüncü evrede ise, her iki segment aktarım rampası ile birbirlerine bağlanarak, geometrik olarak 2 segmentten oluşan Gölmarmara Fayı tek bir sismik segmente dönüşmüştür (Şekil 8c). Bu sonuç iki segmentin birbirini takip eden zamanlarda oluşup ilerleyen evrede birbirine bağlanması ile de açıklanabilir. En son evrede özellikle güney drenaj havzalarının yükselmesi ve İsmetpaşa Segmenti'nin önünde gelişen alüvyon yelpazeleri, güneydoğuda Ozanca Fayı önünde gelişen Marmara Gölü'nü kuzeybatıdan sınırlayarak kapanmasına neden

olmuştur (Şekil 9). Benzer jeolojik evrim Gediz Grabeni'ni güneyden sınırlayan Manisa Fayı için de verilmiştir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2012). Buna göre Manisa Fayı'nın da başlangıçta kademeli (*en-echelon*) nitelikte oluşmaya başladığı ve daha sonra aktarım rampalarıyla birbirine bağlanan büyük bir fay zonuna evrildiği bilinmektedir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2012). Hacıbaştanlar ve İsmetpaşa segmentlerinin birbirine aktarım rampası ile bağlanması, Batı Anadolu'daki normal faylar boyunca buna benzer yapısal evrimlerin varlığı farklı çalışmalar ile de gösterilmektedir (örn. Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Çiftçi ve Bozkurt, 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Gürboğa, 2014; Uzel, 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017). Ahmetli'den itibaren havza içi sırtları kuzeyden sınırlayan Halitpaşa, Ozanca ve Gölmarmara fayları Manisa Fayı'na bağlı sentetik normal faylar şeklinde gelişmiş olmalıdır. Şekil 9'da görüldüğü gibi, bu faylar Miyosen dönem havzasını parçalayacak şekilde oluşmaya başlamış ve Miyosen birimlerin taban dokanağını 1500 metreye varan düşey atımlara uğratmıştır (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Oysaki bu atımın, Gölmarmara Havzası'nda DSİ (1971 ve 1973) verileri yardımıyla 650 m'ye kadar düştüğü belirlenmiştir. Bu durum, Manisa Fayı ile Pliyo-Pleyistosen'de başlayan faylanmanın (Özkaymak vd., 2013) zaman içerisinde KD'ye doğru göç ederek daha genç fayların oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 9).

Gölmarmara Fayı taban bloğundaki drenaj modeli analiz sonuçları, Batı Anadolu'da yapılan görelî aktiflik (S_{mr}) ve yükselim oranı çalışmaları ile benzer özellikler göstermektedir (Çizelge 2). Batı Anadolu Genişleme Bölgesi içerisinde elde edilen AF, V_p hipsometrik eğri ve HI analiz sonuçları (Özkaymak vd., 2011; Özkaymak ve Sözbilir, 2012, Özkaymak, 2015; Kent vd., 2016; Tepe ve Sözbilir, 2017; Mozafari vd., 2019a, 2019b) birbirleri ile uyumlu değerlere sahiptir ve aktif yükselmeye maruz kalan alanların tipik özelliklerini göstermektedir.



Şekil 8. Gölarmara Fayı'nın 2B geometrik ve morfolojik evrimi.

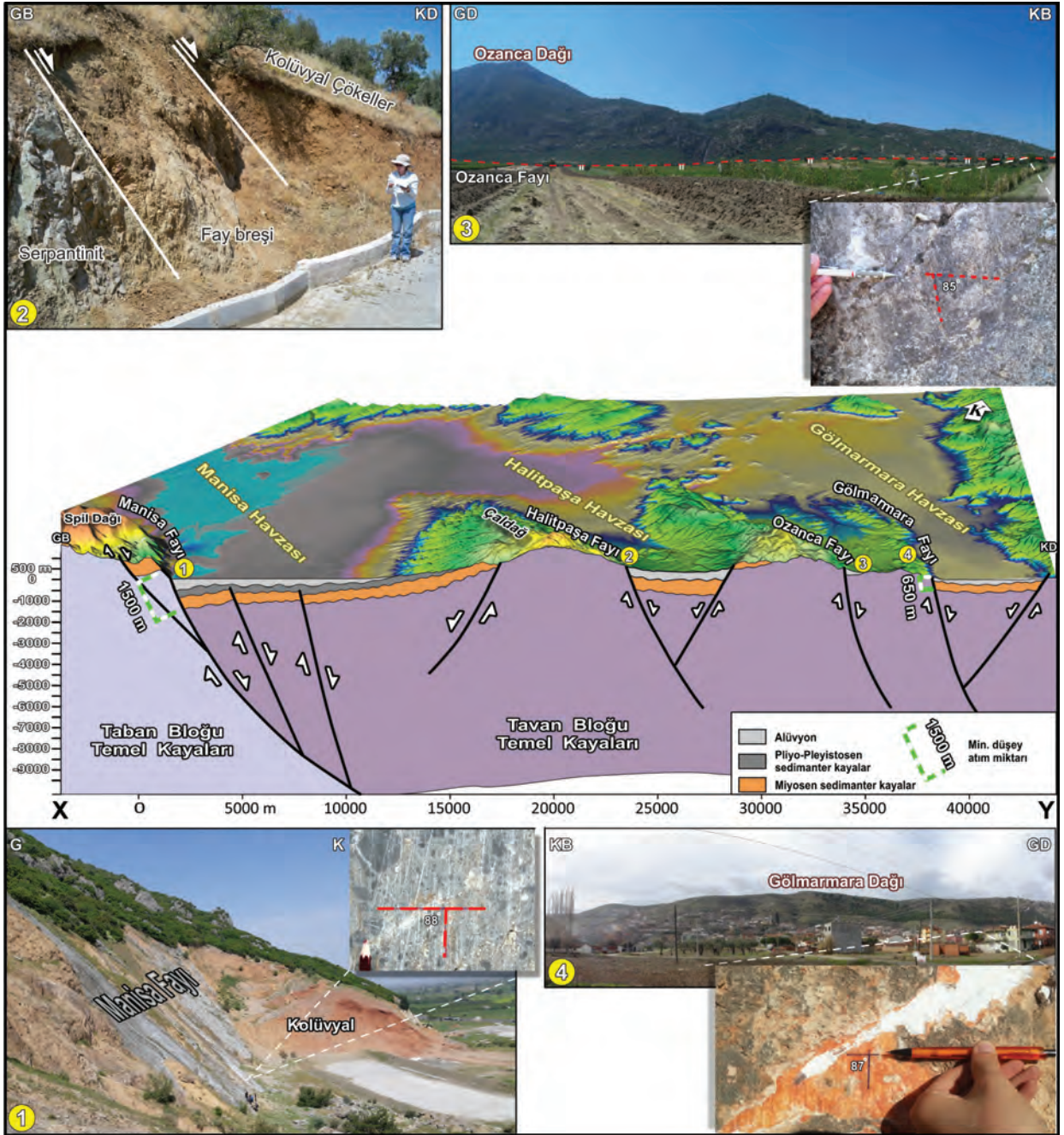
Figure 8. 2D geometric and morphologic evolution of the Gölarmara fault.

KATKI BELİRTME

Birinci yazarın yüksek lisans tezi kapsamında yapılan bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı 2012.KB.FEN.026 numaralı Bilimsel Araştırma (BAP) Projesi tarafından desteklenmiştir. Arazi çalışmalarındaki yardımları için Gülbin Eski'ye teşekkür ederiz. Ayrıca, yazarlar bu çalışmaya hakem olarak katkı sunan Halil Gürsoy, Şule Gürboğa ve Erman Özsayın'a teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Morphometric analysis is one of the frequently used methods to calculate slip/uplift rates and evaluate relative tectonic activity in different tectonic environments (Bull and McFadden, 1977; Rockwell et al. 1984; Wells et al. 1988; Burbank and Anderson 2011; Silva et al. 2003; Xue et al. 2017; Struth 2019).



Şekil 9. Gediz Grabeni batı kısmını oluşturan hazva içi yükselti ve çöküntelere ait fay verileri.

Figure 9. Fault data from intrabasinal highs and depressions formed in the western sector of the Gediz Graben.

Çizelge 2. Batı Anadolu’da daha önce çalışılmış bazı faylara ait S_{mf} yükselim oranı ve maksimum deprem büyüklüğünün bu çalışma kapsamındaki sonuçlarla ilişkisini gösteren tablo.

Table 2. Table showing the relationship between S_{mf} uplift rate and maximum magnitude of the earthquakes on some faults studied in Western Anatolia and the results of this study.

Fay Adı	S_{mf}	Yükselim Oranı (mm/yıl)	Kullanılan Yöntem	Maksimum Deprem Büyüklüğü (M_w)	Referans
Gölmarmara Fayı	1,14 – 1,15	0,252 – 0,434	Morfometrik	6,4	Bu çalışma
Kemalpaşa Fayı	1,147 – 1,304	0,1 – 0,5	Morfometrik	6,4	Tepe ve Sözbilir (2016)
Manisa Fayı	1,11 – 1,14	0,1 – 0,3	Morfometrik	6,5	Özkaymak ve Sözbilir (2012)
Honaz Fayı	1,14	0,15 – 0,38	Morfometrik	6,7	Özkaymak vd. (2011)
Turgutlu, Salihli, Alaşehir segmentleri	----	0,4 – 1,3	Morfometrik	6,3- 7,6	Özkaymak (2015)
Yavansu Fayı	----	0,6	^{36}Cl tarihlendirme	6,5 – 7,1	Kent vd. (2016)
Kalafat Fayı	----	1	^{36}Cl tarihlendirme	6,5 – 7,1	Mozafari vd. (2019a)
Priene-Sazlı Fayı	----	0,7	^{36}Cl tarihlendirme	6,7 – 7,0	Mozafari vd. (2019b)

According to analyses about the prevailing struggle between active faults and morphological features, tectonic processes in Western Anatolia develop faster than erosional ones and many geomorphological structures are controlled by active faults (e.g. Özkaymak and Sözbilir, 2012; Özkaymak, 2015; Tepe and Sözbilir, 2016; Özsayın, 2016; Topal et al., 2016; Kent et al., 2016). As one of the most prominent active structures in the region, the Gediz Graben forms the northern part of the western Anatolian extensional province and is bifurcated into three sub-basins at its westernmost end. One of them, the NW-SE Gölmarmara Basin is controlled by antithetic/synthetic normal fault steps and represents the northwestern termination of the Gediz Graben. The NW-SE-trending Gölmarmara Fault, forming the southwestern boundary of the Gölmarmara Basin, consists of two geometric fault segments with 7 km and 11 km length. The İsmetpaşa Segment (southern segment-7 km long) starts at the southeastern part of Sazköy village and continues NW and passes through İsmetpaşa village. This segment shows step-like morphology

including many parallel/semi-parallel synthetic faults towards the basin. The northwestern part of the Gölmarmara Fault is represented by the Hacibaştanlar Segment (north segment-11 km long). This N50°W-trending segment starts at the western part of Gölmarmara and continues to the northwest until Hacibaştanlar village, then disappears at the northwestmost part around Kumkuyucak village. To understand the basin evolution and fault propagation, we used field mapping of fault segments and geomorphological features and analysis of geomorphic indices such as mountain-front sinuosity (S_{mf}), valley floor width-to-height ratio (V_f), asymmetry factor (AF), shape factor (S_{hp}), HI and hypsometric curve, Stream Length-Gradient Index (S_L) and facet geometry/slip rate ratio. The geomorphic index analyses were performed in 26 drainage basins that constitute the drainage network in the footwall block of the Gölmarmara Fault. S_{mf} values were calculated for Hacibaştanlar and İsmetpaşa segments as 1.15 and 1.14, respectively. The average V_f result obtained for the drainage basins defined on the uplifted block

along the Hacibaştanlar Segment is 0.73; and for 13 drainage basins along the İsmetpaşa Segment is 0.54. AF values calculated on Hacibaştanlar Segment ranged between 27 - 64. In the basins on the İsmetpaşa Segment, values were between 18 - 81. S_{hp} calculations in drainage basins, had values varying from 0.42 - 0.74 on the Hacibaştanlar Segment and 0.44 - 0.71 on the İsmetpaşa Segment. The hypsometric curve is categorized as concave-flat and S-shaped for Hacibaştanlar Segment and convex-flat and S-shaped for İsmetpaşa Segment. HI values range from 0.28 - 0.68 and 0.47 - 0.66 for Hacibaştanlar and İsmetpaşa segments, respectively. The uplift rate calculated from triangular facets were determined as 0.179 - 0.302 mm/y for Hacibaştanlar Segment and 0.348 - 0.518 mm/y for İsmetpaşa Segment.


To summarize the relationship between V_f and S_{mf} , it would be more accurate to say that the activity period is higher in the central part compared to the presence of activity along the fault. The AF values for drainage basins indicate the southernmost and northernmost parts of the fault show a high degree of asymmetry; however, the central part has symmetry. These AF values are the clearest evidence of the existence of a rising new mountain in the footwall of the Gölmarmara Fault. In addition, S_{hp} calculations also support the existence with elongated basins, which indicates that the basin front still continues to rise. The high S_L values for İsmetpaşa Segment and sudden changes in these values in drainage areas clearly show the profile breaks and tectonic elevation caused by the steps of Gölmarmara Fault with a stair-step structure.

Field observations, geomorphological features, and geomorphic index calculations clearly indicate that the Gölmarmara Fault evolved in three tectonic phases from its formation to the present day. Initiation of the Gölmarmara Fault began in the southern part as separate en-echelon faults. During the second stage, the Hacibaştanlar Segment formed in the northern


part and coeval processes of en-echelon faults on the İsmetpaşa Segment were linked to each other. In the final phase, the southern and the northern geometric segments were connected with a relay ramp and become a combined seismic segment, the Gölmarmara Fault. The results of the drainage model analysis on its footwall block show similar characteristics to other studies of relative activity (S_{mf}) and uplift rate in western Anatolia.

ORCID

Semih Eski  <https://orcid.org/0000-0002-2526-2571>

Hasan Sözbilir  <https://orcid.org/0000-0002-3777-4830>

Bora Uzel  <https://orcid.org/0000-0003-1703-5026>

Çağlar Özkaymak  <https://orcid.org/0000-0002-0377-1324>

Ökmen Sümer  <https://orcid.org/0000-0003-3168-8728>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Altunel, E., 1999. Geological and geomorphological observations in relation to the 20 September 1899 Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156 (2), 241-246.
- Bahadır, M., Özdemir, M.A., 2011. Acıgöl Havzası'nın Sayısal Topoğrafik Analiz Yöntemleri İle Morfometrik Jeomorfolojisi. *Journal of International Social Research*, 4 (18), 323-344.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta*, 14 (1-3), 3-30.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H., 2006. Evolution of the large-scale active Manisa Fault, Southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics. *Geodinamica Acta*, 19 (6), 427-453.
- Bull, W.B., 1977. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert: US, Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, California: Menlo Park, 188.
- Bull, W.B., 2007. Mountain Fronts. *Tectonic Geomorphology of Mountains*. Blackwell Publishing Ltd, 75-116.
- Bull, W.B., 2008. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. John Wiley and Sons, Oxford, 315 s.

- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California (Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, Ed.: Doehring, D.O.). State University of New York, Binghamton, 115–138.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2011. Tectonic Geomorphology. John Wiley and Sons, Oxford, 454.
- Candan, O., Oberhänsli, R., Dora, Ö., Çetinkaplan M., Koralay, O.E., Rimmelé, G., Chen, F., Akal, C., 2011. Menderes Masifi'nin Pan-Afrikan Temel ve Paleozoyik - Erken Tersiyer Örtü Serilerinin Polimetamorfik Evrimi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 142, 123-165.
- Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. Geomorphology, 56, 109–137.
- Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106 (5), 571-581.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E., 2007. Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. Geological Magazine, 144(4), 687-699.
- Daxberger, H., Riller, U., 2015. Analysis of geomorphic indices in the southern Central Andes (23°–28°S): evidence for pervasive Quaternary to recent deformation in the Puna Plateau. Geomorphology, 248, 57–76.
- DSİ, 1971. Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü 2. Bölge İzmir, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- DSİ, 1973. Akhisar-Selendi Ovaları Jeofizik Rezistivite Etüd Raporu, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü 2. Bölge İzmir, Devlet Su İşleri İç Kaynaklar.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Can, T., 2018. Active fault database of Turkey. Bulletin of Earthquake Engineering, 16 (8), 3229-3275.
- Emre, Ö., Özalp S., Duman, T., 2012. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi İzmir (NJ 35-7) Paftası. Seri No:6. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Harita Arşivi.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). Geomorphology, 119 (3-4), 172-180.
- Gürboğa, Ş., 2014. Structural analyses of Şaphane relay ramps and fault linkage evolution in active extensional regime, western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 23(6), 615-626.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the us Geological Survey, 1 (4), 421-429.
- Hakyemez, M.Y., Gökteş, F., Erkal, T., 2013. Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 56 (2), 1-26.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Tectonic Geomorphology, 4, 75-104.
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2016. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—extensions of the stream-power approach and the χ method. Earth Surface Dynamics, 4 (1), 1-9.
- Huang, X., Niemann, J.D., 2006. An evaluation of the geomorphically effective event for fluvial processes over long periods. Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 111, F03015.
- Hurtrez, J.E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). Earth Surface Processes and Landforms, 24 (9), 799-808.
- Kale, V.S., Shejwalkar, N., 2008. Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence?. Journal of Earth System Science, 117 (6), 959-971.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22 (1), 35-58.
- Kaya, O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. Newsletters on Stratigraphy, 164-191.

- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Mayda, S., 2004. Halitpaşa transpressive zone: implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13 (1), 1-13.
- Keller, E. A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes (Active Tectonics, Ed.: Wallace, R.E.). *Studies in Geophysics*. Nat. Acad. Press, Washington, DC, 136-147.
- Keller, E. A., Pinter, N., 2002. Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. PrenticeHall, New Jersey.
- Kent, E., Boulton, S. J., Stewart, I. S., Whittaker, A. C., Alçıçek, M. C., 2016. Geomorphic and geological constraints on the active normal faulting of the Gediz (Alaşehir) Graben, Western Turkey. *Journal of Geological Society*, 173 (4), 666-678.
- Ketin, İ., 1968. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu İle Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 71, 129-134.
- Kirby, E., and Whipple, K. X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616.
- Konak, N. 2002. 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, (Şenel, M., (ed.)) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara..
- Konak, N., Akdeniz, N., Armagan, F., 1980. Geology of the Akhisar-Gölmarmara-Gördes-Sindirgi Region. *Min. Res. Expl., Report*, (6916), 1-177.
- Lifton, N. A., Chase, C. G., 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5 (1-2), 77-114.
- Lips, A. L., Cassard, D., Sözbilir, H., Yilmaz, H., Wijbrans, J. R., 2001. Multistage exhumation of the Menderes massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89 (4), 781-792. Matos, A., Dilts, T.E., 2019. Hypsometric Integral Toolbox for ArcGIS®. University of Nevada Reno.
- Mayer, L., 1986. Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts. Active Tectonics National Academy Press, Washington D.C.
- Moglen, G. E., Bras, R. L., 1995. The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resources Research*, 31 (10), 2613-2623.
- Montgomery, D. R., Brandon, M. T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 (3-4), 481-489.
- Moussi, A., Rebaï, N., Chaieb, A., and Saâdi, A., 2018. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 11 (6), 123.
- Mozafari, N., Tikhomirov, D., Sumer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H., Akçar, N., 2019a. Dating of active normal fault scarps in the Büyük Menderes Graben (western Anatolia) and its implications for seismic history. *Quaternary Science Reviews*, 220, 111-123.
- Mozafari, N., Sümer, Ö., Tikhomirov, D., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Vockenhuber, C., İnci, U., Sözbilir, H., Akçar, N., 2019b. Holocene seismic activity of the Priene-Sazlı Fault revealed by cosmogenic ³⁶Cl, Western Anatolia, Turkey 2. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28 (3), 410-437.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8 (4), 263-277.
- Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (eds.). *United States: Cambridge University Press. The Tectonic Evolution of Asia*, 420-441.
- Okay, A. I., Siyako, M., Bürkan, K. A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44 (1-2), 191-256.
- Özkaymak, Ç., 2015. Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices

- and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27 (2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2008. Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17 (3), 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2012. Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173, 128-140.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., 2013. 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.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., Akyüz, H. S., 2011. Geological and paleoseismological evidence for late Pleistocene–Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 449–474.
- Özsayın, E., 2016. Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, 28 (4), 241-253.
- Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A., 2009a. CalHypso: an ArcGIS® extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments: applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Comput. Geosci.* 35, 1214–1223.
- Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A., Delgado, J., Gonzalez-Lodeiro, F., 2009b. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 16–25.
- Perez-Pena, J.V., Azor, A., Azanon, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74–87.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San’Kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N., 2009. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28 (6), doi:10.1029/2009TC002555.
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R., 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers and geosciences*, 76, 80-87.
- Ramírez-Herrera, M. T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 (4), 317-332.
- Ring, U., Laws, S., Bernet, M., 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21 (11), 1575-1601.
- Roberts, G. P., 1996. Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, 18 (6), 835-845.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N., Johnson, D. L., 1984. Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95 (12), 1466-1474.
- Schumm, S. A., Dumont, J. F., Holbrook, J. M., 2002. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2 (1), 1-7.
- Selby, M. J., 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 24 (1), 31-51.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129 (2), 239-242. Seyitoğlu, G., Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1996. Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31 (1), 1-11.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50 (1-3), 203-225.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q., 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.

- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10 (2), 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15 (5-6), 277-288.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 255-282.
- Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., 2003. Field evidence for post-Miocene NE-trending accommodation zone lying between Gümtüldür (İzmir) and Bigadiç (Balıkesir), west Anatolia. In *Geological Congress of Turkey*, Ankara, 85-86.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Özkaymak, Ç., 2009. 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (2), 217-238.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö., 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.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), 1117-1142.
- Struth, L., Garcia-Castellanos, D., Viaplana-Muzas, M., Vergés, J., 2019. Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins: From endorheism to exorheism. *Geomorphology*, 327, 554-571.
- Şaroğlu, F., Emre, O., Kusu, I., 1992. Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28 (1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in *Strike-slip Faulting and Basin Formation*. Biddle, K.T., Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 227-264.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and Regional-scale central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106 (2), 433-490.
- Tepe, Ç., Sözbilir, H., 2017. Tectonic geomorphology of the Kemalpaşa Basin and surrounding horsts, southwestern part of the Gediz Graben, Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 29 (1), 70-90.
- Topal, S., Keller, E., Bufe, A., Koçyiğit, A., 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology*, 259, 55-69.
- Topal, S., 2019a. Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): Insights from geomorphic indices and drainage analysis. *Journal of Mountain Science*, 16 (4), 909-923.
- Topal, S., 2019b. Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 9 (1), 37-48.
- Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197.
- Tsimi, C., and Ganas, A., 2015. Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, 234, 171-181.
- Uzel, B., 2016. Field evidence for normal fault linkage and relay ramp evolution: the Kırkağaç Fault Zone, western Anatolia (Turkey). *Geodinamica Acta*, 28 (4), 311-327.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., 2012. Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21 (4), 439-471.

- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N., Langereis, C. G., 2013. Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir–Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Uzel, B., 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 (3), 559-591.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., Wesling, J. R., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1 (3), 239-265.
- Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23 (7), 611-623.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Willett, S. D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of America*, 398, 55.
- Xue, L., Gani, N. D., Abdelsalam, M. G., 2017. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. *Geomorphology*, 285, 374-398.



Kapadokya'nın Litolojik Yapısı ve Sınırları, Türkiye
Lithology and Field Boundaries in Cappadocia, Turkey

Nizamettin Kazancı^{1,2*} , Yaşar Suludere² 

¹Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06830 Gölbaşı, Ankara, Türkiye

²JEMİRKO-Jeolojik Mirası Koruma Derneği, Onur Sokak 57/2, 06570 Anıttepe, Ankara, Türkiye

Geliş/Received : 27.02.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 18.03.2020

• Kabul/Accepted : 24.03.2020

• Çevrimiçi Yayın/Available online : 04.04.2020

• Baskı/Printed : 20.06.2020

Derleme Makale/Review Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: “Kapadokya” tarihi ve kültürel varlığı dolayısıyla uluslararası bilinirliği olan, orta Anadolu’da Nevşehir, Kırşehir, Yozgat, Aksaray, Niğde ve Kayseri arasında, turizmin geliştiği, peribacaları ile tanınan bölgenin genel coğrafik adıdır. Son zamanlarda turizme ilişkin resmi düzenlemelerde kullanılmaya başlanmıştır. Ancak bu alanın sınırları belirsiz olup bazen çok dar bazen çok geniş alanlar için Kapadokya adının kullanıldığı ve karışıklıklara yol açtığı görülmektedir. Bu çalışmada Kapadokya alanı tartışılmakta, ağırlıklı olarak volkanik kayaların dağılım yerlerine bağlı olarak sınırlar önerilmektedir. Geç Neojen-Kuvaterner boyunca Nevşehir-Acıgöl kalderaları ile Erciyes ve Hasandağı stratovolkanlarından çıkan ürünlerin yayılım alanları “Büyük Kapadokya”, muhtelif aşınma şekilleri, yeraltı şehirleri, derin vadi ve peribacalarının yaygın olduğu güncel turistik bölgenin ise “Merkez Kapadokya” olarak kullanılması önerilmektedir.

Anahtar kelimeler: Kapadokya sınırları, Merkez Kapadokya, Peri bacaları, Volkanik provens

Abstract: “Cappadocia” is the informal geographic name of a region in central Anatolia, which is known internationally due to its cultural and historical past, attracting attention due to well-developed fairy chimneys and tourism activities in and around the towns of Aksaray, Nevşehir, Niğde, Kayseri, Yozgat and Kırşehir. Recently, the term Cappadocia was used in the formation of a new government agency which aims to manage the utilization and protection of the region. However, there is still no consensus about the boundaries of this region which causes disagreements, as the name Cappadocia can reflect either a narrow region or cover a very large area. Here we discuss the Cappadocia region and suggest boundaries based on the distribution of volcanic rocks sourced from Nevşehir-Acıgöl calderas, and Erciyes and Hasandağı stratovolcanoes formed since late Neogene to Quaternary. We propose the name “central Cappadocia” for the area characterized by various erosional features including the fairy chimneys.

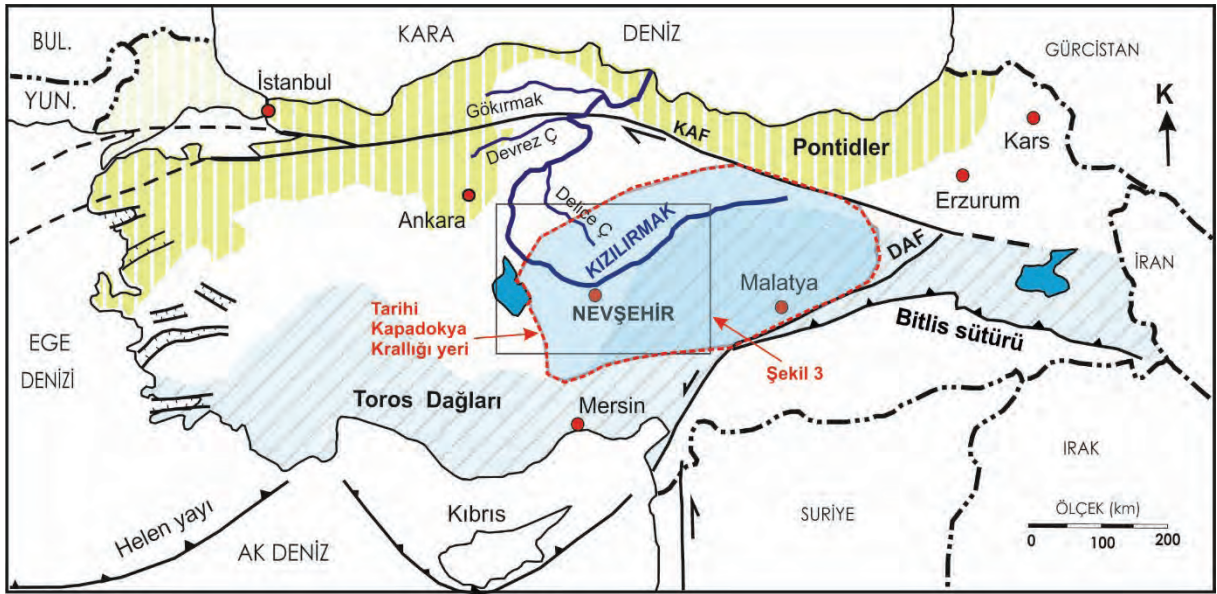
Keywords: Central Cappadocia, Fairy chimneys, Boundaries of Cappadocia, Volcanic province

GİRİŞ

“Kapadokya” ve “Kapadokya bölgesi” terimleri, idari bir isim veya Türkiye’nin tanımı yapılmış coğrafi alanlarından olmamasına rağmen, yaygın biçimde kullanılmaktadır. Kendine has yer şekillerinin varlığı ile eski bir kültüre vurgu yaparak turizm faaliyetlerini artırma çabaları, doğa fotoğrafçılığı, son yıllarda gelişen balon turizmi, balonlardan çekilen resimlerin yayınlanması ile artan bilinirlik, bu terimlerin kullanımını neredeyse resmi hale getirmiştir. Çeşitli tanıtım faaliyetleri ile artık bu bölge, Türkiye’nin dünyaca bilinen turizm merkezlerindedir (Şekil 1). Kapadokya’nın (sınırlı bir kısmında bile olsa) hem Milli Park statüsü olması, hem de UNESCO Dünya Miras Listesi’nde bulunması doğal ve kültürel zenginliğinin ulusal ve uluslararası belgeleridir. Öte yandan, artan turizm çekiciliği ile birlikte bölgede insan ve doğal kaynaklı tahribata karşı koruma ihtiyacı da gittikçe artmaktadır. Vaktiyle, peribacalarını erozyondan korumak için kimyasalların kullanılması önerisi bile tartışılmış, zaman içinde insan kaynaklı tahribattan korumanın önemli olduğu anlaşılmıştır (Topal ve Doyuran, 1998; www.sabah.com.tr - 25.12.2010; www.haberler.com - 28.07.2014; www.onedio.com - 13.02. 2019). Bu yüzden, Jeolojik Mirası Koruma Derneği (JEMİRKO) başta olmak üzere, çeşitli kuruluşlarca bölgeye jeopark statüsü kazandırılması önerilmektedir (Kazancı vd. 2009). Özetle, bu bölge her bakımdan özeldir ve buradaki bütün faaliyetler kamuoyu tarafından izlenmektedir. 2019’in ilk aylarında yasal izinli ve fakat doğallığa ters düşen otel inşaatı ile başlayan alevli tartışmalar bu izlemenin sonucudur. Tartışmaları takiben, bölgedeki kültür varlıkları ve doğal oluşumları korumak, yatırım ve yönetim kararlarını etkinleştirmek amacıyla, “Kapadokya Alan Başkanlığı Kurulması Hakkında Cumhurbaşkanlığı Kararnamesi” yayınlanmıştır (Kararname sayısı 38; Remi Gazete 1.6.2019 - 30791). Ancak, kararname ile üç parçalı olarak ilan edilen ve tümü Nevşehir il sınırlarında kalan yaklaşık 900 km²’lik “Kapadokya Koruma Alanı”, yeni tartışmaları başlatmıştır (örn. www.timeturk.com

24.10.2019; www.turizmuncel.com 03.08.2019; www.turizm gazetesesi.com 18.03.2019). Faaliyetlerini Kapadokya adı ile planlayan ve halen aktif turizm merkezlerinden olup “Kapadokya Alan Başkanlığı” dışında tutulan il, ilçe ve beldeler resmi düzenlemeye itirazlarını yükseltmektedirler. Bunlarla ilgili tartışmaların TBMM kulislerinde de olduğu, medyada ve halk arasında devam ettiği görülmektedir (örn. www.turizmaktuel.com.tr 14.08.2019; www.124com.tr 10.05.2019; www.fibhaber.com.tr 01.08.2019; www.medium.com 06.08.2019). İtiraz ve karşı çıkımların önemli bir bölümü Kapadokya’nın alanı, alan genişliği ve sınırları üzerinedir. Çok dar bir alan için Kapadokya adının kullanılması da karşı çıkılan hususlardandır (bkz. Yukarıdaki değinmeler). Bu çalışmanın konusu Alan Başkanlığı değildir, yerbilimi verileri kullanılarak Kapadokya için alan sınırları önerilmiş ve tartışılmıştır. Bu gerekli gözüktüyor, çünkü bilimsel kaynaklarda Kapadokya bölgesi için alan tanımlaması henüz yoktur. İlaveten, yazıda olası bir Kapadokya jeoparkının kurulması gereken yere de değinilmiştir.

Eldeki çalışma için yapılan internet taramasında, *Kapadokya* anahtar kelimesi altında 9.450.000, bunun İngilizce karşılığı *Cappadocia* için de 11.600.000 dosya olduğu görülmektedir (<https://www.google.com/search?q=kapadokya&oq=Kapadokya&aqs=chrome.0.69i59j35i39j0l6.4673j0j7&sourceid=chrome&ie=UTF-8>; erişim tarihi 14.02.2020). Bunlardan yalnızca Wikipedia’da bölge sınırları hakkında dolaylı bilgiler bulunmaktadır (<https://en.wikipedia.org/wiki/Cappadocia>). Diğerleri, yöredeki çeşitli özelliklerin tanıtımı veya bölge ile bağlantılı bilimsel konular üzerinedir. *Americana Ansiklopedisi*, *Brittanica Ansiklopedisi* ve *Meydan Larousse*’daki *Kapadokya* terimi açıklamaları, Wikipedia’da verilenlerden daha kısa, birbirine çok yakın tanımları içermektedir. Wikipedia ve adı geçen ansiklopedilerdeki bilgiler çoğunlukla Kapadokya Krallığının kuruluşu, yükselişi, yöneticileri ve yıkılışı hakkındadır.



Şekil 1. Yer bulduru haritası. İşaretili alan Kapadokya Krallığı'nın en geniş sınırlarını temsil eder (Tarihi belgelerdeki anlatımlara dayanarak yazarlar tarafından çizilmiştir). KAF Kuzey Anadolu Fayı, DAF Doğu Anadolu Fayı. Toros Dağları tüm Toridleri göstermektedir.

Figure 1. Location map. The red dashed line on the map displays the largest areas of the Cappadocian Kingdom (drawn by authors based on historical documents). KAF North Anatolian Fault, DAF Eastern Anatolian fault. Note that Toros Dağları represent the whole Taurides.

KAPADOKYA HAKKINDA TARİHİ BELGELER

Kapadokya hakkında genel okuyucunun ulaşabileceği en eski iki kaynak, Tarih (*Histoirae*-(Herodotos MÖ 484-426) ile *Geographika* (Strabon MÖ 64 – MS 24)'dır. Mevcut bilgilerin ekserisi de bu iki kaynaktan üretilmiştir. Tarih'de Kapadokya halkından, kültüründen bahsedilir ve Kilikya (Orta Toroslar) ile Pontus Krallığı (Doğu Karadeniz Bölgesi) arasında yaşadıkları anlatılır (Kitap 1, bölüm 71-73, 76, Kitap V, bölüm 49, 52). Ayrıntılı yer adları ve sınırları verilmeyiz. *Geographika*'da ise daha çok Kapadokya Krallığı'na ve bu krallığın savaşlarına değinilir (Şekil 1). Strabon'un yaşadığı dönemde Kapadokya Krallığı gücü azalmış olsa bile henüz yaşamakta olduğundan verdiği bilgiler daha doğru olabilir. Kapadokya Krallığı'nın sınırlarının doğuda Armenia (Erzurum—Kars), batıda Galatya ve Lykonía (Ankara-Konya), kuzeyde Karadeniz bölgesi, güneyde Adana-

Mersin (Kilikya) arasında olduğu, Kommagene (Adıyaman) ve Melitene'nin (Malatya) de sınırlar içinde kaldığı, krallık adının ise Galatya sınırındaki Kappadokia isimli nehirde alındığı anlatılır (Kitap IX, Bölüm 1, sayfa 1-3, Bölüm 2, sayfa 4-13). Kapadokya Krallığı güçlü zamanında, neredeyse orta ve doğu Anadolu'nun üçte ikisine hâkim olmuştur (Şekil 1). Her iki kaynaktan adı geçen kültürlerin günümüz coğrafyasına göre durumu için Summers (2014)'e bakılabilir.

Geographika'da adı geçen ve bölgeye isim kaynağı olan Kappadokia nehrinin akarsulardan hangisi olduğu açık değildir. Bu akarsu, Galatlar ile sınır olduğuna göre az çok kuzey-güney yönünde uzanmalıdır. İlk akla gelen Kızılırmak Nehridir, ancak kitapta Kızılırmak Nehri'ne Halys, Sakarya Nehrine de Sangarios adı ile değinilmektedir. Kappadokia nehri için olasılıklardan birincisi, Delice Çayı'dır (Şekil 1). Şefaattli ve Yerköy'den (Yozgat) geçen KB-

GD gidişli Karasu Çayı da düşünülebilir (Şekil 2). Geographika’da geçtiğine göre, bölgeye adını veren bu akarsuyun güncelde hangisi olduğu araştırılmaya değer bir konudur.

Kapadokya halkına bu ismi Perslerin verdiği, Eski Hitit dilinde (Luvice) alçak arazi / düz ülke demek olan *Katpatuka* teriminden türetildiği, “güzel atlar ülkesi” anlamına geldiği gibi bilgiler de mevcuttur (<https://en.wikipedia.org/wiki/Cappadocia>). İlginçtir ki, adı geçen kaynaklarda günümüzde bölgenin tanıtman özelliklerinden olan yeraltı şehirlerine değinme yoktur. Buna karşılık verimli arazi ve zenginlikten bahsedilir. Bu durumu, yörede yaşayan bütün toplulukların Kapadokya’nın eşsiz arazi yapısının farkında oldukları şeklinde yorumlamak yanlış olmayacaktır.

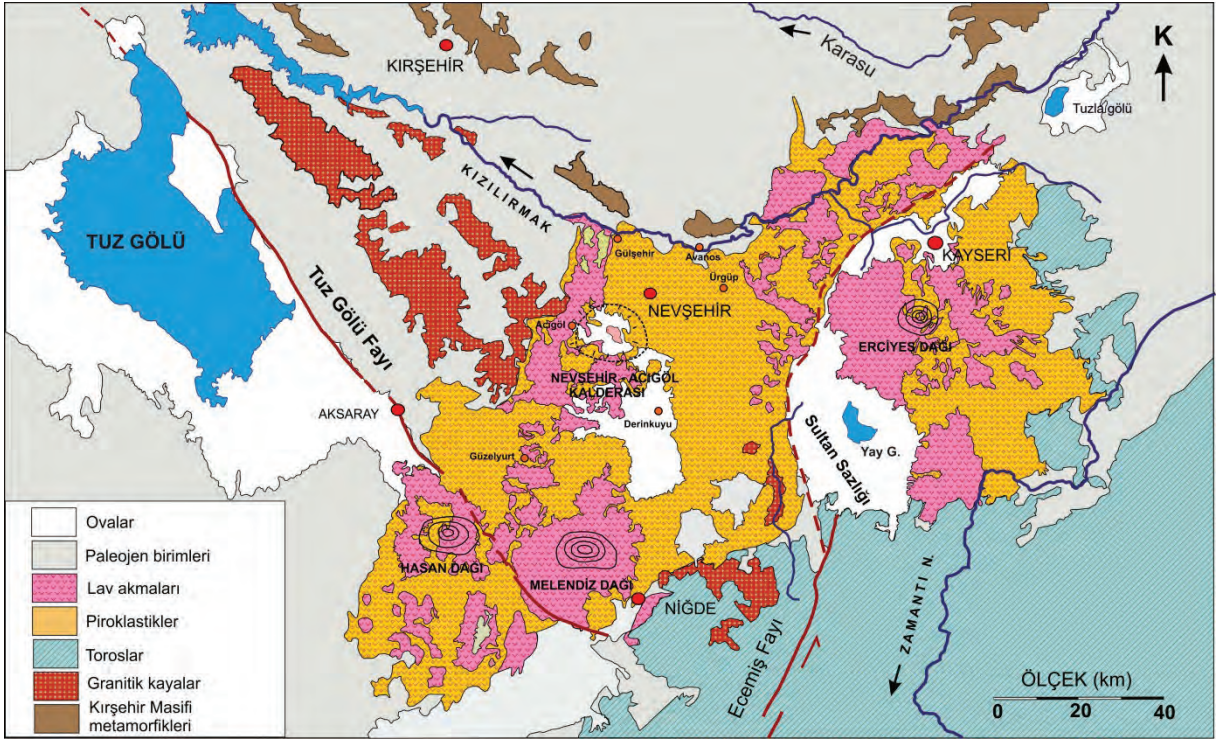
KAPADOKYA HAKKINDA YERBİLİMİ KAYNAKLARI

Kapadokya bölgesi, Kapadokya Krallığı’ndan önce ve sonra, başka pek çok kültürün yerleştiği ve geliştiği merkez olması, kendine has iklimi, arazi yapısı ve jeolojik özellikleri nedeniyle sayısız çalışmanın konusu olmuştur. Yöre hakkındaki yerbilimi çalışmaları da son elli yıldan bu yana artarak devam etmekte olup, jeolojik durum ve literatür özeti bazı yeni yayınlarda görülebilir (örn. Çiner vd., 2019, Gürbüz vd., 2019, Mouralis vd., 2019). Yenilerde olduğu gibi önceki çalışmalarda da üzerinde durulan konuların başında volkanik merkezler, piroklastiklerin saha dağılımı, bunların yaşları ve stratigrafileri gelir (örn. Muess-Schumacher vd. 2005; Le Pennec vd., 2005) (Şekil 2). Bilimsel çalışmaların çokluğuna rağmen, Kapadokya merkezli popüler bilim yazıları her zaman ilgi çekici olmuştur (örn. Aydın, 2009; Atabey, 2017; Altuncan, 2019). Sayısız denecek kadar çok yerbilimleri çalışmaları içinde de Kapadokya’nın alan genişliğine dönük, sınırları çizen bir çalışma yoktur. Hemen hepsinde “Kapadokya Volkanik Provensi” veya “Kapadokya

volkanikleri”ne değinilmiş (Şekil 2), devamında her çalışma kendi dar alanına odaklanmıştır. Bu durum şüphesiz onların bilimsel değerini azaltmaz, ancak ele aldığımız “Kapadokya’nın sınırları” sorusuna cevap oluşturmamışlardır.

ÖNERİLEN KAPADOKYA VE SINIRLARI

Yukarıda değinildiği gibi Kapadokya bölgesinin yerbilimi açısından ayırtman niteliği volkanik kayalar ve volkanik çıkış merkezleridir (Şekil 2). Orta Miyosen-Holosen aralığında etkili olan kıta içi volkanizma, hem yörenin tanıtman özelliği olan yerşekillerinin (peribacaları) üzerinde geliştiği piroklastikleri, hem de yüksek dağ zirveleri olan stratovolkanları (Erciyes, Hasandağı, Melendiz) meydana getirmiştir. Nevşehir-Acıgöl kalderalarının piroklastik ürünleri Kayseri civarına kadar çok geniş alanlara yayılırken, farklı merkezler ve zamanlara ait püskürmeler birbirini örtmüşlerdir (bkz. Le Pennec vd., 2005). Aynı şekilde Erciyes volkanizmasının ürünleri de geniş alanlarda görülebilmektedir (Şen vd., 2003). Özetle, Kapadokya Volkanik Provensi, ürünleri yan yana ve üst üste gelişen arazi bütünüdür. Kayaç cinsi ve yaşına bakılmaksızın, Melendiz, Hasandağı, Erciyes çıkış merkezleri ile Acıgöl ve Nevşehir kalderalarından püsküren volkanik ürünlerin yayılım alanı, jeolojik ve coğrafi anlamda Kapadokya’nın doğu, güneydoğu ve güney sınırlarını oluşturur. Bu sınırlar MTA’nın 1/500.000 ölçekli Jeoloji Haritası kullanılarak çizilebilir (Şekil 2). Kapadokya’nın yaklaşık sınırlarını gösteren Şekil 3 bu kaynak kullanılarak hazırlanmıştır. Kapadokya’nın batısı güncel Tuz Gölü Havzası ile sınırlıdır. Kuzeyi ise sıcak su kaynaklarının olduğu bir hattır ve krallık sınırlarında olduğundan eskiden beri Kapadokya olarak tanınmaktadır (Şekil 3). Bu alanın büyüklüğü yaklaşık 30 000 km² kadar olup, Büyük Kapadokya ve sadece Kapadokya olarak adlandırılması, Kapadokya denildiğinde de bu sınırların anlaşılması uygun gözükmektedir (Şekil 3).



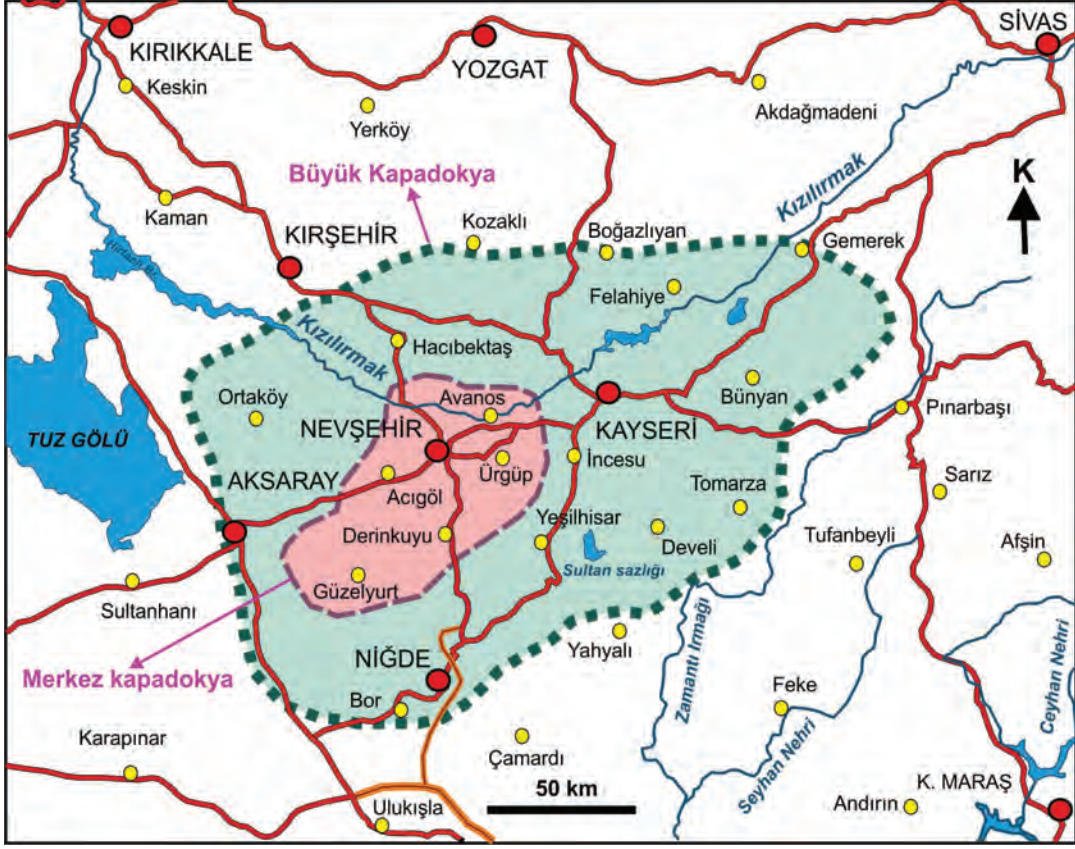
Şekil 2. Kapadokya Volkaniklerinin (= Kapadokya Volkanik Provensi) saha dağılışı ve başlıca çıkış merkezleri. Nevşehir-Acıgöl Kalderası ve yeri temsilidir. Volkaniklerin dağılımı MTA 1/500 000 'lik Jeoloji haritasından alınmıştır.

Figure 2. Explosion centers and distribution of the Cappadocian volcanics (= Cappadocian Volcanic province). The name of Nevşehir-Acıgöl Caldera and its location are representative. Field distribution of the volcanic rocks is from Geological map of MTA at scale of 1/500 000.

Kapadokya'nın bütününde aynı yer şekilleri olmadığı gibi, turizm yatırımları ve faaliyetleri de aynı düzeyde değildir. Dünya Miras Listesi'ne giren ve turizm amaçlı tanıtım faaliyetlerinin yoğunlaştırıldığı yer çoğunlukla Nevşehir ve Aksaray illeri içinde kalır. Bu bölgenin Büyük Kapadokya'dan ayırdedilmesi için "Merkez Kapadokya" olarak adlanması uygun olacaktır (Şekil 3). Bu alanın büyüklüğü yaklaşık 3500 km² olup, Alan Başkanlığı kararname ile ilan edilen yerleri de kapsamaktadır. JEMİRKO tarafından yapılan jeopark önerisi de bu "Merkez Kapadokya" içindir (Kazancı vd., 2009) (Şekil 3).

TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışma ile Kapadokya bölgesinin sınırları önerilmekte olup, önerinin dayanağı jeolojik durum ve kültürel varlıklardır. Orta Miyosen-Holosen aralığında yerleşen volkanik kayaların dağılım alanı, Kapadokya bölgesinin güney ve doğu sınırlarını teşkil ederler. Burada önerilen bölgenin kuzey sınırı ise Kapadokya Krallığı'na ait kültür varlıklarının dağılım alanlarıdır. Günümüz haritasına göre Aksaray, Kırşehir, Nevşehir, Kayseri, Niğde ve sınırlı da olsa Yozgat illerinden bir kısım araziler bu alana girmektedir. Tuzgölü Kapadokya'nın batı-güneybatıdaki kapısı durumundadır (Şekil 3).



Şekil 3. Büyük Kapadokya ve Merkez Kapadokya bölgelerinin alanları. Doğu ve güney sınırlar Şekil 2’deki volkanik kayaların dağılımı ile karşılaştırılabilir. Yollar ve yerleşim merkezleri 2019-Karayolları Haritası kullanılarak çizilmiştir.

Figure 3. Areas of Larger Cappadocia and Central Cappadocia. Compare the eastern and southern boundaries with distribution of volcanic rocks in Figure 2. Routes and settlements are from Road Map of Turkey 2019 prepared by the General Directorate of Highways.

Kapadokya’nın sınırları, savaşlarla sıkça değiştiği ve kalıcılığı olmadığı için Kapadokya Krallığı’nın etki alanı ile belirlenemez (Şekil 1). Peribacalarının varlığı ve belli bölgede yoğunlaşmış olması da yeterli değildir, çünkü aşınmaya bağlı olarak bunların yerleri ve boyutları değişir. Bu tür yerşekillerinin mevcutları yok olabildiği gibi, sürekli yenileri de ortaya çıkmaktadır (Sarıkaya vd., 2011). Son olarak, yasal veya idari tasarruflar ile yapılacak bölümlenmeler de Kapadokya’nın sınırlarını kalıcı yapmaz. Alan Başkanlığı konusunda bunun örnekleri yaşanmıştır. En ideali, doğanın kendi yapısına uygun litolojik sınırları gözetmek ve

bunları kültürel dayanaklarla güçlendirmektir. Burada verilen Kapadokya sınırları (Şekil 3), bölgeye has yer şekillerini oluşturan volkanik kayaların dağılımı (= Kapadokya Volkanik Provensi) ile tarihteki Kapadokya kültürünün yayılım sınırları gözetilerek oluşturulmuştur. Yerel turist rehberlerinin yaptığı gibi bazı bölgelere “volkanik Kapadokya”, bazı yerlere de “tarihi Kapadokya” veya “kültürel Kapadokya” gibi adlar verilmesi isim karmaşası oluşturmaktan başka işe yaramaz. Türkiye’de tek Kapadokya vardır.

Yukarıda tanımlanan bu “Büyük/Geniş Kapadokya” yanında, turizmin yoğunlaştığı, hâlihazırda Kapadokya denildiğinde insanların

zihninde peri bacaları ile birlikte canlanan belirli bir alan olduğu da gerçektir. Buranın daha çok bilinmesi ve turizm değerinin artırılması da zorunludur. Ihlara, Derinkuyu, Acıgöl, Ürgüp, Göreme, Avanos yerleşimlerini içine alan bu kısmın “Merkezi Kapadokya” olarak adlanması zaten var olan kullanımı benimsemek olacaktır (Şekil 3). Bu alan aynı zamanda “Kapadokya Jeoparkı” olarak önerilmektedir. Yeterli alan büyüklüğü, yerşekillerinin etkileyciliği, Dünya Mirası olması, turizmin yoğun oluşu jeopark olma şansını artırmaktadır. Dahası, öncelikli korunma ihtiyacı olan ve toplumsal duyarlılığın göreceli geliştiği alan da burasıdır. Son olarak, bu bölgenin jeoturizm ve jeopark amaçlı incelemesi yapılmış, jeositleri tespit edilmiştir (Kazancı vd. 2009).

Bu çalışma ile kapsayıcı ve belirli dayanakları olan Kapadokya ve Merkez Kapadokya tanımları getirilmiştir. Önerilen ve uygulanması umulan adlamanın tartışmaları azaltması, isim üzerinden iller arası çekişmeleri sona erdirmesi umulmaktadır.

KATKI BELİRTME

Birisi anonim iki dergi hakemi ile dergi editörünün düzeltme ve yapıcı önerileri, yazıyı önemli ölçüde geliştirmiştir. Abstract ve Extended Summary bölümleri de dergi editörleri tarafından gözden geçirildikten sonra mevcut halini almıştır. Yazarlar bütün katkılar için teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY



The Cappadocia region, which is a site on the UNESCO World Heritage List, is a well-known touristic destination in Central Anatolia in Turkey. It includes extraordinary landscapes and landforms in addition to a rich cultural heritage. Investments for tourism have been encouraged in this region by the government and relevant activities are in competition, sometimes creating threats to the land. As a consequence, sustainable management is urgently required for the Cappadocia region, otherwise cultural and natural heritage will be damaged in the near future. One of the conservation measures suggested by

JEMİRKO, a nongovernmental organization about conservation of geological heritage, is to design geoparks in the region. After releasing an official decision about “Chairmanship for Management of the Cappadocia Region”, discussions and disagreements occurred between people, members of the National Assembly and also municipalities in the region as the primary conservation areas were located in Nevşehir, neglecting other areas. Disagreements are not surprising since traditionally Cappadocia is the geographic name of a larger area in central Anatolia extending from Kırşehir to Niğde and Aksaray to Kayseri. However, there is no formal or scientific definition of the boundaries of Cappadocia, so far. The present paper discusses the relevant locality and suggests boundaries for the Cappadocia region dependent on geological and historical realities.

*The two oldest and accessible documents, which cite Cappadocia, are the **Historiae** of Herodotus (BCE 484-426) and **Geographica** of Strabon (BCE 64 – AD 24). They both give detailed information about cultures and wars of Cappadocians with other societies, but no citation about the areal boundaries of the Cappadocia region (Fig. 1). This is normal due to area of the Kingdom of Cappadocia being changed continuously by wars. Summers (2014) mentioned that east of Halys (Kızılırmak River) was always an attractive place for living and thus it was the reason for wars between historical states and societies. In short, the Kingdom of Cappadocia and its culture are not enough to determine reliable boundaries of the modern Cappadocia region. Geological research dealing with the region (i.e. Çiner and Aydar, 2019; Gürbüz et al., 2019, Mouralis et al., 2019 and references therein) did not give any geographic description about Cappadocia; however, they all mention the Cappadocian Volcanic Province and Cappadocian volcanics and volcanic landscapes (Fig. 2). Geoscientific studies have focused mostly on stratigraphy of pyroclastics, eruption centers and volcanic evolution (i.e. le Pennec et al., 2005; Muess-Schumacher et al., 2005). It should be remembered that the most prominent characteristics of the*

Cappadocia region are erosional landforms called fairy chimneys. They were developed generally in pyroclastics in the Ürgüp-Göreme area, near Nevşehir city (Fig. 2, 3); however, the presence of such features may not be enough to delineate a region as their occurrences are not consistent. Moreover, fairy chimneys can form in erosive sedimentary rocks. Taking into consideration all the aforementioned circumstances, here we suggest that the southern and eastern boundaries of larger Cappadocia can be designated by the distribution of Cappadocia volcanics, while the northern boundary should be the same as the boundary of the Kingdom of Cappadocia as it was stable all through its sovereignty (Fig. 3). The present tourism-rich region featuring fairy-chimneys could be named "central Cappadocia" with an area of ca. 3500 km². It is also a potential geopark area proposed by JEMİRKO.

ORCID

Nizamettin Kazancı  <https://orcid.org/0000-0003-0724-2347>
Yaşar Suludere  <https://orcid.org/0000-0001-5395-6872>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Altuncan, M., 2019. Göllüdağ'ın esrarı. DB Yayıncılık, Atlas Dergisi 312, 48-60.
- Atabey, E., 2017. Jeolojik, tarihi ve kültürel yönüyle Kapadokya. Popüler Bilim, 225, 19-21.
- Aydın, F., 2009. Kapadokya volkanik kompleksinin gelişimi ve volkanizmanın bölge üzerindeki etkileri. 1.Tıbbi Jeoloji Çalıştayı Bildirileri, 30 Ekim-1 Kasım 2009, Ürgüp Bld., Kültür Merkezi, Ürgüp/ Nevşehir, 10-20.
- Çiner, A., Aydar, E., 2019. A fascinating gift from volcanoes: the fairy chimneys and underground cities of Cappadocia. (Landscapes and Landforms of Turkey, Editörler: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N.). World Geomorphological Landscapes Series, Springer Nature Switzerland AG, 535-547 s.
- Gürbüz, A., Saraç, G., Yavuz, N. 2019. Paleoenvironments of the Cappadocia region during the Neogene and Quaternary, central Turkey. Mediterranean Geoscience Reviews 1, 271-296.
- Herodotos (MÖ 484-426). Tarih (Historiae; Çeviren Müntekim Ökmen). Türkiye İş Bankası Kültür Yayınları, Hasan Ali Yücel Klasikler Dizisi, 9. Baskı, 2013, İstanbul, 832 s.
- Kazancı, N., Suludere, Y., Mülazımoğlu, N.S., Tuzcu, S., Mengi, H., Şaroğlu, Ş., Emre, Ö., Sayılı, İ.Ö., Hakyemez, Y., Sözeri, K., Boyraz, S., Gürler, G., Öztan, S., Daşdandır, A., Kuru, E., 2009. Milli Parklarda Jeolojik Miras-6: Göreme Tarihi Milli Parkı Civarındaki Jeositler ve jeopark önerisi, Nevşehir. Proje Raporu, TÜBİTAK ÇAYDAG 106Y043, Ankara, 84 s.
- Le Pennec, J-L., Temel, A., Froger, J-L., Sen, S., Gourgand, A., Bourdier, J-L., 2005. Stratigraphy and age of the Cappadocia ignimbrites, Turkey: reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 141 (1-2), 45-64.
- Mouralis, D., Aydar, E., Türkecan, A., Kuzucuoğlu, C., 2019. Quaternary Volcanic Landscapes and Prehistoric Sites in Southern Cappadocia: Göllüdağ, Acıgöl and Hasandağ. (Landscapes and Landforms of Turkey, Editörler: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N.). Springer Nature Switzerland AG, s. 551-563.
- MTA, 2002. 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Kayseri Paftası (Editör: Şenel, M.). Maden Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Mues-Schumacher, U., Schumacher, R., Viereck-Götte, L.G., Lepetit, P., 2004. Areal Distribution and Bulk Rock Density Variations of the Welded İncesu Ignimbrite, Central Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 13 (3), 249-267.
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Zreda, M., 2011. Fairy chimney erosion rates on Cappadocia ignimbrites, Turkey; insights from cosmogenic nuclides. Geomorphology, 284, 182-191.
- Strabon (MÖ 64- MS 24). Geographika Antik Anadolu Coğrafyası, Kitap XII-XIII-XIV (Coğrafya, Çeviren: Adnan Pekman). Arkeoloji ve Sanat Yayınları, 5. Baskı, 2005, İstanbul.
- Summers G. D., 2014. East of the Halys: thoughts on settlement patterns and historical geography in the late 2nd millennium and first half of the first millennium B.C. L'Anatolie des peuples, des cités et des cultures (Ile millénaire av. J.-C.-Ve siècle ap. J.-C.), Editörler: Bru, H., Labarre, G.. Besançon : Institut des Sciences et Techniques de l'Antiquité, 1, 41-51.
- Şen, E., Kürkçüoğlu, B., Aydar, E., Gorgand, A., Vincent, P.M., 2003. Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of Valibaba tepe ignimbrites (Central Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research 125, 225-246.
- Topal, T., Doyuran, V., 1998. Analyses of deterioration of Cappadocian tuffs, Turkey. Environmental Geology 34, 5-20.



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

Yazıların Hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizcedir. 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 Türkçeye 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 olmadığını gösterir.

Makale Sunum Süreci ve Etik Bildirimi

Tüm makaleler internet üzerinden <http://dergipark.gov.tr/tjb> adresindeki “Makale Gönder” menüsü aracılığıyla Türkiye Jeoloji Bülteni'ne elektronik ortamda gönderilmelidir. Bunun için önce DergiPark 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 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 atf yapılmaksızın değiştirilmesi, intihal olarak kabul edilir ve tolere edilemez.

Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:

- (a) Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- (b) Yazar Adları (koyu ve baş harfleri büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın e-posta adresi
- (c) Öz (Türkçe ve İngilizce)
- (d) Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- (e) Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) 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 puntoyla (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

EXTENDED SUMMARY/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. Hüsni Hüsniöğlü

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 (KAYNAKLAR BÖLÜMÜ)

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır.

A. Süreli yayınlar:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Makalenin başlığı. Süreli yayının/derginin adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa numaraları.

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

B. Bildiriler:

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 numaraları.

Ünal, E., Özkan, İ., 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.

C. Kitaplar:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın adı (ilk harfleri Büyük). Yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.
Goodman, R.E., 1998. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.
Ketin, İ., Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı 869, 520 s.

D. Kitapta Bölüm ise:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bölüm Adı, (Kitap adı, Editör(ler):). Kitap yayınevi, basıldığı şehrin adı, Bölüme ait sayfa nolar.
Altunel, E., D'Andria, F., 2019. Pamukkale Travertines: A Natural and Cultural Monument in the World Heritage List (Landscapes and Landformes of Turkey, Eds.: Kuzucuoğlu, C., Çiner A., Kazancı N.). Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland, 219-229.

E. Raporlar ve Tezler:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), Doktora veya Yüksek Lisans tezi, sayfa sayısı, (yayımlanıp yayımlanmadığı).
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, Yüksek Lisans Tezi, 99 s., (yayımlanmamış).

F. Kişisel Görüşme:

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

G. İnternette İndirilen Bilgiler:

Kurumun adı, Tarih. Web adresi, web adresine girildiği tarih.
ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005.

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_{mass}=s0.5). Çarpım işlemi 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⁺⁺ ve CO₃⁻-yerine Ca(2+) ve CO₃(2-) 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 EDITÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra DergiPark Akademik (dergipark.gov.tr/tjb) adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDITÖRÜ

Prof. Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-2130

e-posta: eyigitbas@comu.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son halini DergiPark Sistemi üzerinden Editör'e göndermelidir. Makaleler *DOCX biçiminde hazırlanmalıdır. Tüm şekiller Corel Draw ile çizilmelidir. Bununla birlikte, şekillerin çözünürlükleri 300 dpi den az olmamalıdır. Hem çizim (CDR) hem de resim (JPG) dosyaları DergiPark Sistemi üzerinden 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.

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 DergiPark at <http://dergipark.gov.tr/tjb>. 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 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 website.

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu Ankara University, Engineering Faculty, Geological Engineering
Department Tandoğan 06100 Ankara

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

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.

Key Words

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.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY

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.

A. Journals:

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

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

B. Proceedings and Abstracts:

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

Ünal, E., Özkan, İ., 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.

C. Books:

Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher, total pages.

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

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

D. Chapter in book:

Author(s), Date. Chapter Name, (Name of Book, Editor(s):) Name and Location of Publisher, Page numbers of the chapter.

Altunel, E., D'Andria, F. 2019. Pamukkale Travertines: A Natural and Cultural Monument in the World Heritage List (Landscapes and Landforms of Turkey, Eds.: Kuzucuoğlu, C., Çiner A., Kazancı N.). Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland, 219-229.

E. Unpublished Reports and Thesis:

Author(s), Date. Title of report or thesis. Name of the Organization or Institution , Report No. (if any), PhD or Msc Thesis, total pages, (published or unpublished).

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

Beccalotto L., 2004. Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. University of Lousanne, PhD Dissertation, 187 p. (Unpublished)

F. Personal Communications:

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

G. Information Downloaded from the Internet

Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.

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

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, σ is normal stress and, ϕ 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-} instead of 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 DergiPark Academics (dergipark.gov.tr/tjb)

EDITOR IN-CHIEF

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-2130

e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

In cases where authors' manuscripts are admitted to publication, authors should send revised final copies of their manuscripts to Editor through the DergiPark System. Manuscripts should be issued in *DOCX format. All images, should be issued in Corel Draw. Besides, the resolution of the figures should not be less than 300 dpi. Both drawing (CDR) and image (JPG) files must be submitted through the DergiPark System.

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.

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

Ağustos 2020 Cilt 63 Sayı 3
August 2020 Volume 63 Issue 3

- Ökmen Sümer, Hasan Sözbilir, Bora Uzel**
Büyük Menderes Grabeni'nin Rolling Hinge (Yuvarlanan Reze) Modelinde
Supra-Detachment (Sıyrıma Üstü) Havzadan Rift Havzasına Evrimi
Evolving from Supra-Detachment to Rift Basin in Rolling Hinge Model of the Büyük Menderes
*Graben.....*241
- Erdinç Yiğitbaş, İsmail Onur Tunç**
Biga Yarımadası'nda Sakarya Zonunun Prekambriyen Metamorfik Kayaları;
Geç Ediyakaran Gondwanaland Aktif Kıta Kenarı
Pre-Cambrian Metamorphic Rocks of the Sakarya Zone in the Biga Peninsula;
*Late Ediacaran Gondwanaland Active Continental Margin*277
- Dila Dikmen, M. Namık Yalçın**
Seyitömer (Kütahya) Yöresinde Kömür-Bitümlü Marn Birlikteliğinin Çökme Ortamı ve
Organik Fasiyes Özellikleri
Depositional Environment and Organic Facies of Coal-Bituminous Marl Association in Seyitömer
*(Kütahya) Region.....*303
- Marwan Mutib, Maan H. Al-Majid, Fadhil A. Ghaib**
A New Contribution to the (IPC) Bouguer Map of a Gap Area in Mosul and
Duhok Region (Iraq)329
- Semih Eski, Hasan Sözbilir, Bora Uzel, Çağlar Özkaymak, Ökmen Sümer**
Gölmarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz
Grabenı, Batı Anadolu
Investigation of Morphotectonic Evolution of Gölmarmara Fault Using GIS-Based Methods,
*Gediz Graben, Western Anatolia.....*345
- Nizamettin Kazancı, Yaşar Suludere**
Kapadokya'nın Litolojik Yapısı ve Sınırları, Türkiye
*Lithology and Field Boundaries in Cappadocia, Turkey*373

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, Asos Indeks 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, EBSCO, Asos Indeks 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: tjb@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: tjb@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr