

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2019 Cilt 62 Sayı 3
August 2019 Volume 62 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 / President
Yüksel METİN	İkinci Başkan / Vice President
Faruk İLGÜN	Yazman / Secretary
D. Malik BAKIR	Sayman / Treasurer
M. Emre KIBRIS	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
Gonca ŞAHİN	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs
Buket YARARBAŞ ECEMİŞ	Yayın Üyesi / Member of Publication

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ
eyigitbas@comu.edu.tr

Yardımcı Editörler / Associate Editors

Dr. Mustafa AVCIOĞLU
m_avcioglu@comu.edu.tr
Dr. İsmail Onur TUNÇ
onurtunc@comu.edu.tr

İngilizce Editörü / English Editor

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 Güröl (Ankara, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	ŞENGÜLER İker (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
HATIPOĞLU 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)	YAĞBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
KUŞCU İlkay (Muğla, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
MESCİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
OBERHANS LI 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 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

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

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2019 Cilt 62 Sayı 3
August 2019 Volume 62 Issue 3

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Ulaş Avşar

Son 1500 Yıl Boyunca Ege Denizi'ndeki Tsunamilerin Sedimanter İzleri,

(Karine Lagünü, B-Türkiye)

Sedimentary Traces of Tsunamis in the Aegean Sea During the Last 1500 Years,

(Karine Lagoon, W Turkey).....199

Berkant Coşkun, Yaşar Eren, Ramazan Demircioğlu, Rahmi Aksoy

Fethiye Burdur Fay Zonu'nun Kuzeydoğu Kesiminin (Burdur-Güneybatı Anadolu)

Göreceli Tektonik Aktivitesinin Jeomorfik İndislerle İncelenmesi

Investigation of Relative Tectonic Activity of the Northeastern Part of the Fethiye Burdur Fault Zone (Burdur-

Southwestern Anatolia) by Geomorphic Indices.....221

Öznur Karaca, Mustafa Bozcu

Determination of Tectonic and Volcanic Structures with the aid of Lineaments:

Example from Çan-Etili (Canakkale) Lignite Basin

Çizgisellikler Yardımı ile Tektonik ve Volkanik Yapıların Belirlenmesi: Çan-Etili (Çanakkale)

Linyit Havzası Örneği247

Engin Meriç, Yıldız Altınok, Bedri Alpar, Atike Nazik, Niyazi Avşar, M. Baki Yokeş, Nafiye G. Kıyak

Saros Körfezi Doğu Kıyı Alanında Tarihsel Deniz Suyu Girişlerine Ait Paleontolojik Bulgular

Palaentological Findings on Historical Coastal Inundation Events on the Eastern Coastal Plain of the Gulf of

Saros, Turkey263

Maan Hasan Abdullah Almajid, Marwan Mutib

A New Comprehension of the Basement Undulation in North Iraq Resorting to Geomagnetic Investigation

Jeomanyetik Araştırmayla Kuzey Irak'taki Temel Ondülasyonu İçin Yeni Bir Anlayış.....275

62. Ciltte katkı sağlayanlar / *Reviewers contributed to the 62nd Volume:*

Sena Akçer Ön, Atilla Aydemir, Ayşe Bozcu, Aydın Büyüksaraç, Mualla Cengiz, R. Kadir Dirik, Yunus Levent Ekinci, İrem Elitez, Ahmet Evren Erginal, Muhittin Görmüş, Yavuz Hakyemez, Cahit Helvacı, Kaan Şevki Kavak, Cem Kınca, B. Levent Mesci, Atike Nazik, Nazmi Otlu, Selim Özalp, Sevinç Özkan Altiner, İzver Özkar Öngen, Osman Parlak, Faize Sarış, Ezher Tagliasacchi, İbrahim Tiryakioğlu, İnan Ulusoy, Önder Uysal, Bora Uzel, Nazan Yalçın Erik, Cahit Çağlar Yalçiner, Cengiz Yıldırım, Cengiz Zabcı

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation,

Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts ve

ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation,

Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts and ULAKBİM TR Dizin Databases.

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Son 1500 Yıl Boyunca Ege Denizi'ndeki Tsunamilerin Sedimanter İzleri,
(Karine Lagünü, B-Türkiye)
Sedimentary Traces of Tsunamis in the Aegean Sea During the Last 1500 Years,
(Karine Lagoon, W Turkey)

Ulaş Avşar*

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06800 Ankara

Geliş/Received : 28.03.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 26.06.2019 • Kabul/Accepted : 27.06.2019 • Baskı/Printed : 31.08.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Yüksek enerjili tsunami dalgaları kıyıya yakın sığ bölgelere yaklaştıkça dalga yüksekliği artarak, deniz suyu karasal alanlara doğru tırmanır/ilerler, ve bu ilerleme sırasında yakın kıyı, kıyı önü ve kumsaldan ciddi miktarda sediman karaya doğru taşınır. Normal koşullar altında, alçak ve ince bir kum bariyeri ile denizden ayrılan bir lagün görece sakin bir çökelim ortamına sahipken, tsunami sırasında deniz suyu kum bariyerini aşarak lagünün iç kısımlarına yakın kıyı, kıyı önü ve kum bariyere ait sedimanları taşır. Bu nedenle, lagünlerdeki sedimanter istiflerin araştırılması, geçmişte meydana gelmiş tsunamilerin sedimanter izlerinin bulunmasında önemli rol oynar. Bu çalışmada, Karine Lagünü'nden alınan yaklaşık 3,2 m uzunluktaki iki adet karot boyunca sedimanların fiziksel ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş, ve Ege Denizi'nde geçmişte meydana gelmiş tsunamilerin izleri araştırılmıştır. ITRAX mikro-XRF karot tarayıcısı kullanılarak, karotlar boyunca 0,2 mm çözünürlükte radyografik görüntüleme ve 1 mm çözünürlükte XRF taraması yapılmıştır. Yapılan bu yüksek çözünürlüklü analizler ışığında, görece homojen ve bazen ince tabakalanmalı istifin içinde, iki karotta da belirgin bir şekilde gözlenen, yüksek yoğunluğa sahip ve heterojen yapıda üç adet ara katman tespit edilmiştir. XRF verileri incelendiğinde, bu ara katmanlardaki Ca/Ti değerlerinin belirgin bir şekilde istifin geri kalanından daha yüksek olduğu, yani ara katmanların karbonatça zengin olduğu görülmüştür. Stereo mikroskop ile yapılan incelemelerde, istifin genelini temsil eden seviyelerde çökellerin genellikle 1 cm'den küçük bozuşmamış bivalv kavkuları içerdiği, buna karşın ara katmanların ise çapları yaklaşık 4 cm'yi bulan ve yüzeylerinde belirgin bozuşma izleri olan bivalv kavkuları içerdiği görülmüştür. Fiziksel ve jeokimyasal gözlemler birlikte değerlendirildiğinde, görece iri taneli ve bozuşmaya uğramış bivalv kavkuları içeren bu ara katmanların, tsunamiler sırasında lagünün kum bariyerinden taşınan tsunami çökelleri olduğu sonucuna varılmıştır. Radyokarbon tarihlendirmeleri, Karine Lagünü'ndeki üç adet ara katmanın M.S. 1956, 1650 ve 1303 yıllarındaki tsunamilerden kaynaklandığını göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Karine Lagünü, karot radyografisi, ITRAX mikro-XRF tarayıcı, radyokarbon, paleotsunami.

Abstract: As high energy tsunami waves reach shallow near-shore environments, the height of the waves increases and sea water propagates towards the land. During this movement, significant amounts of sediment are transported inland from the nearshore, foreshore and beach. While a lagoon that is separated from the sea by a low, thin sand barrier has a relatively calm depositional environment under normal conditions, during a tsunami the sea water climbs over the sand barrier and deposits material from the nearshore, foreshore and sand barrier onto inner parts of the lagoon. This phenomenon is the reason why investigation of sedimentary sequences in lagoons reveals the sedimentary traces of past tsunamis. In this study, the physical and geochemical properties of sediments in two ca. 3.2 m-long cores collected from Karine Lagoon on the coast of Aydın-Söke (western Turkey) were investigated in order to determine the traces of past tsunamis in the Aegean Sea. An ITRAX micro-XRF scanner was used to obtain 0.2 mm-resolution radiographic images and 1mm-resolution XRF data from the cores. High-resolution analysis

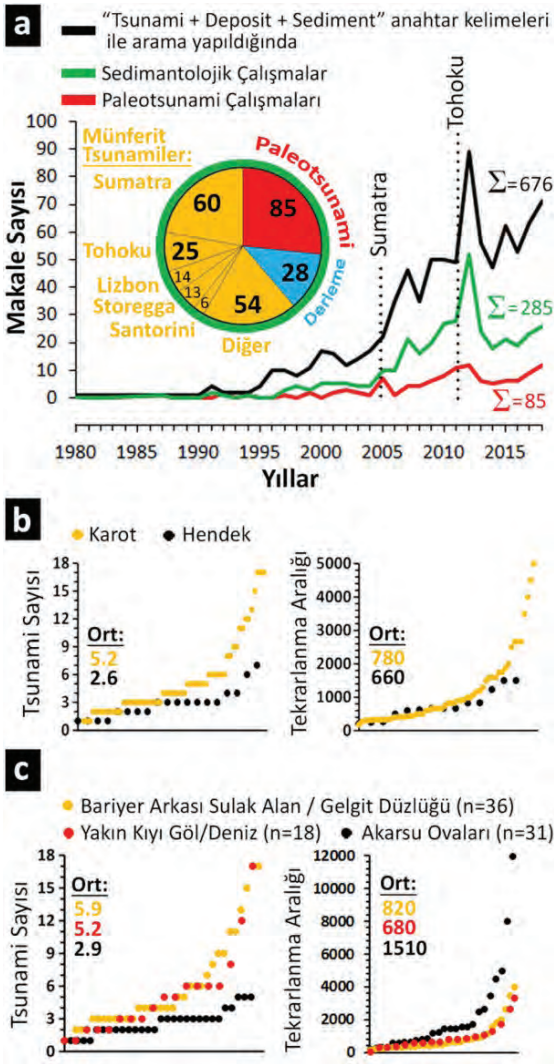
detected three heterogeneous and high-density intercalations within the relatively homogenous and occasionally laminated background sediments. XRF data revealed that these intercalations had significantly higher Ca/Ti values compared to the background sediments, i.e. they were rich in carbonates. Observation under a stereo-microscope determined that while the background sediments contained fresh bivalve shells smaller than 1 cm in diameter, the intercalations contained weathered/broken bivalve shells approximately 4 cm in diameter. Considering the physical and geochemical observations together, it was concluded that the intercalations containing relatively coarser and intensely-weathered bivalve shells are deposits that were transported from the sand barrier of the lagoon during tsunamis. Radiocarbon dating shows that three intercalations in the sequence of Karine Lagoon were deposited during the tsunamis, from AD 1956, 1650 and 1303.

Keywords: Karine Lagoon, core radiography, ITRAX micro-XRF scanner, radiocarbon, paleotsunami.

GİRİŞ

Pasifik Okyanusu'nu çevreleyen dalma-batma zonları ile karakterize edilen Pasifik Ateş Çemberi'nde tsunami tehlikesi farkındalığının yüksek olmasına karşın, benzer sismik kaynakları barındıran Ege Denizi ve Akdeniz'e kıyısı olan ülkemizde, tsunami tehlikesine yönelik paleotsunami araştırmaları oldukça sınırlıdır. Yakın geçmişte, sırasıyla 230.000 ve 15.270 kişinin hayatını kaybettiği (ITIC, 2018) 2004 Sumatra (Endonezya) ve 2011 Tohoku (Japonya) tsunamileri bizlere, tsunamilerin insan hayatını nasıl tehdit edebileceğini tekrar hatırlatmıştır. Günümüzde, sismolojik ve jeodezik çalışmalara ek olarak depremlerin jeolojik kayıtlarını inceleyen paleosismik verilerden de destek alan sismik tehlike analizleri başarılı bir şekilde yapılmaktadır. Ancak bunu tsunami tehlike analizleri için söylemek pek mümkün değildir. Bir bölgede geçmişte meydana gelmiş tsunamilerin jeolojik kayıtlarının bulunması, tarihlendirilmesi ve karakteristik bir tekrarlanma aralığının olup olmadığının anlaşılması, tsunami tehlike analizleri için oldukça önemlidir. Ancak, geçmiş tsunamilerin jeolojik izlerini inceleyen ve tsunami tehlike analizlerinde kullanılacak nitelikte paleotsunami kronolojisi sunan çalışmalarının sayısı oldukça azdır.

“Tsunami + Deposit + Sediment” anahtar kelimeleri ile “Web of Science” sitesinde bir arama yapıldığında, yıllara göre dağılımı Şekil 1a'da gösterilen, toplam 676 adet makale bulunmaktadır. 2004 Sumatra ve 2011 Tohoku tsunamilerinin hemen ardından gözlenen makale sayısı artışı dikkat çekicidir. Bu çalışmalardan; jeofizik ölçümler, tsunami dalgası tırmanma ve ilerleme modellemeleri, sediman taşınma modellemeleri gibi çalışmalar çıkarıldığında ise, tsunami çökellerinin sedimantolojik özelliklerini inceleyen makale sayısı 285'e düşmektedir. Bunların içinde yalnızca 85 adedi birden fazla tsunami çökelinin tespit edildiği ve tarihlendirildiği paleotsunami çalışmalarıdır. 85 adet paleotsunami ve 28 adet sedimantolojik derleme makalesinin dışındaki 172 makale ise; Sumatra, Tohoku, Lizbon, Storegga ve Santorini gibi güncel ya da iyi bilinen tarihsel tsunamilerin çökelleri üzerine yapılan araştırmaları sunmaktadır. Dünya çapında son 4000 yılda tarihsel kayıtlara girmiş 2640 adet tsunami olmasına karşın (NCEI/WDS, 2019), literatürde yalnızca 85 adet paleotsunami makalesi olması, bilim dünyası olarak tsunamileri anlamak için önümüzde daha ne kadar uzun bir yol olduğunun göstergesidir.



Şekil 1. a) “Web of Science” sitesinde yapılan arama sonucunda; tsunami çalışmaları ile ilgili makale sayılarının yıllara göre dağılımı (siyah eğri), bunların içinde tsunami çökellerinin sedimentolojik özelliklerine odaklanan makalelerin yıllara göre dağılımı (yeşil eğri), ve paleotsunami çalışmalarını sunan makalelerin yıllara göre dağılımı (kırmızı eğri). Paleotsunami çalışmaları tüm çalışmaların yalnızca %12’sini oluşturmaktadır (www.webofknowledge.com). **b)** HendeK açarak ya da örselenmemiş karot örnekleri olarak yapılan paleotsunami çalışmalarında tespit edilen tsunami sayısı ve tekrarlanma aralığı dağılımı. **c)** Farklı kıyusal çökelim ortamlarında yapılan paleotsunami çalışmalarında tespit edilen tsunami sayısı ve tekrarlanma aralığı dağılımı. (b) ve (c)’de sunulan grafiklerde, çalışmaların sonuçları x-ekseni

boyunca düşük değerlerden büyük değerlere doğru sıralanarak sunulmuştur.

Figure 1. a) Distribution of tsunami-related articles with respect to year in the “Web of Science” database (black line), distribution of the number of articles in which the main focus is sedimentological investigation (green line), and the distribution of articles presenting paleotsunami chronologies (red line). Note that paleotsunami studies constitute only 12% of the overall tsunami-related studies (www.webofknowledge.com). **b)** Comparison of coring vs. trenching methods based on the number of detected tsunamis and their mean recurrences per study. **c)** Comparison of different coastal depositional environments based on the number of detected tsunamis and their mean recurrences per study. In (b) and (c), the results of previous studies are presented along the x-axis sequentially from lower to higher values.

Yüksek enerjili tsunami dalgaları kıyıya yakın sığ bölgelere yaklaştıkça dalga tabanı deniz tabanına dokunmaya başlar. Bu durum, dalga hızının ve genişliğinin azalmasına neden olurken, dalga yüksekliğinin artması ve böylece tsunami dalgasının karasal alanlara doğru tırmanması/ ilerlemesi (overwash) ile sonuçlanır. Bu ilerleme sırasında yakın kıyı, kıyı önü ve kumsaldan ciddi miktarda sediman kıyı ardı karasal alanlara taşınır. Geri çekilme (backwash) sırasında ise kıyı ardı karasal ortamlardan yakın kıyı ve kıta sahanlığına sediman taşınımı gerçekleşir. İlerleme ve geri çekilme sırasındaki buna benzer sediman yer değiştirmelerinin kıyusal çökelim ortamlarındaki sedimanter istiflerde bıraktığı izler paleotsunami araştırmalarının ana konusunu oluşturmaktadır. Dolayısı ile, lagünlerde (Kelsey vd. 2005; Donato vd. 2009; Peterson vd. 2011; May vd. 2012a; Jackson vd. 2014; Avşar, 2019), gelgit düzlüğü sulak alanları ve göllerinde (Sawai vd. 2009; Dura vd. 2015; Kempf vd. 2015, 2017; Baranes vd. 2016), bariyer arkası sulak alanlarda (Clark vd. 2011; Peterson vd. 2011; May vd. 2012b), akarsu ovalarında (Vött vd. 2011; Alpar vd. 2012; Papadopoulos vd. 2012; Kitamura vd. 2013), ve yakın kıyı çökelim ortamlarında (van den Bergh

vd. 2003; Goodman-Tchernov vd. 2009; Gutiérrez-Mas vd. 2009; Smedile vd. 2011; Tyuleneva vd. 2018) yapılmış birçok paleotsunami çalışması mevcuttur.

Kıyasal çökelim ortamlarındaki paleotsunami amaçlı sedimantolojik araştırmalar, istiflerde hendek açarak ya da örselenmemiş karot örnekleri olarak yapılmaktadır. Şekil 1b, karot ve hendek yöntemleri ile yapılmış çalışmalarda tespit edilen tsunami sayısı ve elde edilen tekrarlanma aralığı değerlerini karşılaştırmaktadır. Herbir çalışma için, çalışılan istifin zamansal uzunluğunun tespit edilen tsunami sayısına bölümü ile ortalama tsunami tekrarlanma aralığı elde edilmiştir. Karot yöntemi kullanılarak yapılan çalışmalarda daha yüksek sayıda tsunami tespit edilmiş olmasına rağmen, tekrarlanma aralığı açısından iki yöntem arasında belirgin bir fark yoktur. Hendek çalışmalarında genel olarak, yeraltı su seviyesinden daha derin hendekler açılmamaktadır. Bu nedenle, kıyasal alanlardaki yüksek yeraltı su seviyesi hendek derinliğini ve dolayısıyla incelenen istif kalınlığını (maksimum 3-4 m) ve zamansal uzunluğunu kısıtlayabilmektedir. Ancak, karot yönteminde yeraltı suyu bir problem yaratmadığı için daha kalın (10-15 m) ve dolayısıyla zamansal olarak daha uzun istifler incelenebilmektedir. Bu farklılık, karot yönteminde hendek yöntemine kıyasla daha fazla sayıda tsunaminin tespit edilmiş olmasına rağmen tekrarlanma aralığı açısından ciddi bir fark görülmemesinin muhtemel sebebi olarak düşünülebilir. Benzer şekilde, farklı kıyasal çökelim ortamları da Şekil 1c’de karşılaştırılmıştır. Akarsu ovalarında yapılan çalışmalarda tespit edilen tsunami sayısının belirgin bir şekilde daha düşük olduğu ve tekrarlanma aralıklarının daha yüksek olduğu görülmektedir. Akarsu ovaları ile karşılaştırıldığında, sulak alanlarda erozyon etkisinin daha az olması nedeni ile daha düzenli ve kesintisiz sedimanter istiflerin bulunması beklenir. Bu iki karşılaştırmanın sonucunda, yakın kıyı göl/deniz ortamlarında ve bariyer arkası/gelgit düzlüğü sulak alanlarında karot alma

yöntemi kullanılarak yapılacak çalışmalar ile daha başarılı paleotsunami kayıtları elde edilebileceği çıkarımı yapılabilir. Bu açıdan bakıldığında, özellikle lagünlerin paleotsunami araştırmaları için oldukça değerli sedimanter ortamlar olduğu düşünülmektedir.

Paleotsunami çökelleri, kıyasal istiflerdeki sedimanların fiziksel, mikropaleontolojik ve jeokimyasal özelliklerinde zamana bağlı değişimlerin incelenmesiyle tespit edilir (Röbke ve Vött, 2017). Bir tsunami sırasında, yüksek enerjili su baskını nedeni ile görece sakin bir çökelim ortamına (örn. bariyer arkası sulak alana) aniden daha kaba-taneli sediman ulaşması ve çökmesi beklenir. Bu beklenti, tane-boyu dağılım ölçümlerini paleotsunami araştırmalarında en yaygın kullanılan yöntem haline getirmiştir (Nanayama vd. 2007; Smedile vd. 2011; Razjigaeva vd. 2014; Dura vd. 2015; Graehl vd. 2015). Ayrıca, bir tsunami sırasında denizden karaya sediman taşındığı düşünülürse, tatlı/acı su türlerinin baskın olduğu karasal sucul bir istif içinde arakatmanlar olarak tuzlu su türleri ile karşılaşılması beklenir. Sedimanların içindeki diatom (Goff vd. 2011; Dura vd. 2015; Graehl vd. 2015), foraminifer (Mamo vd. 2009; Bertrand vd. 2011; Pilarczyk ve Reinhardt 2012; Mathes-Schmidt vd. 2013; Fischer vd. 2016) ve ostrakod (Ruiz vd. 2010; Mischke vd. 2012) topluluklarını inceleyerek eski tsunamilerin izlerini tespit eden birçok çalışma mevcuttur. Jeokimyasal çalışmalara ise fiziksel ve mikropaleontolojik çalışmalardan daha az rastlanmaktadır. XRF ölçümlerine dayanan birçok çalışma, tsunami çökellerinin Sodyum (Na), Klor (Cl), Kalsiyum (Ca), Stronsiyum (Sr) ve Magnezyum (Mg) gibi genellikle karbonatlar ile ilişkili elementlerce zengin olduğu gözlemini yapmıştır (Vött vd. 2009; Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff vd. 2011, 2017; Ramirez-Herrera vd. 2012; Mathes-Schmidt vd. 2013; Baranes vd. 2016). Bu çalışmalar kıyıdaکی karasal çökel istiflerine aniden denizel kökenli karbonatların (minerojenik ya da biyojenik) arakatman olarak

girdiğini göstermektedir. Bunların aksine, Avşar (2019) Ölüdeniz Lagünü'ndeki tsunami çökellerinin Titanyum (Ti), Demir (Fe), Potasyum (K) gibi karasal kökenli elementlerce zengin olduğunu bulmuştur. Jeokimyasal veri sunmasalar da, Kempf vd. (2015, 2017) Şili'deki ve Wagner vd. (2007) Doğu Grönland'daki kıyısız göllerin istiflerinde tsunami kaynaklı ani karasal sediman girişleri tespit etmişlerdir.

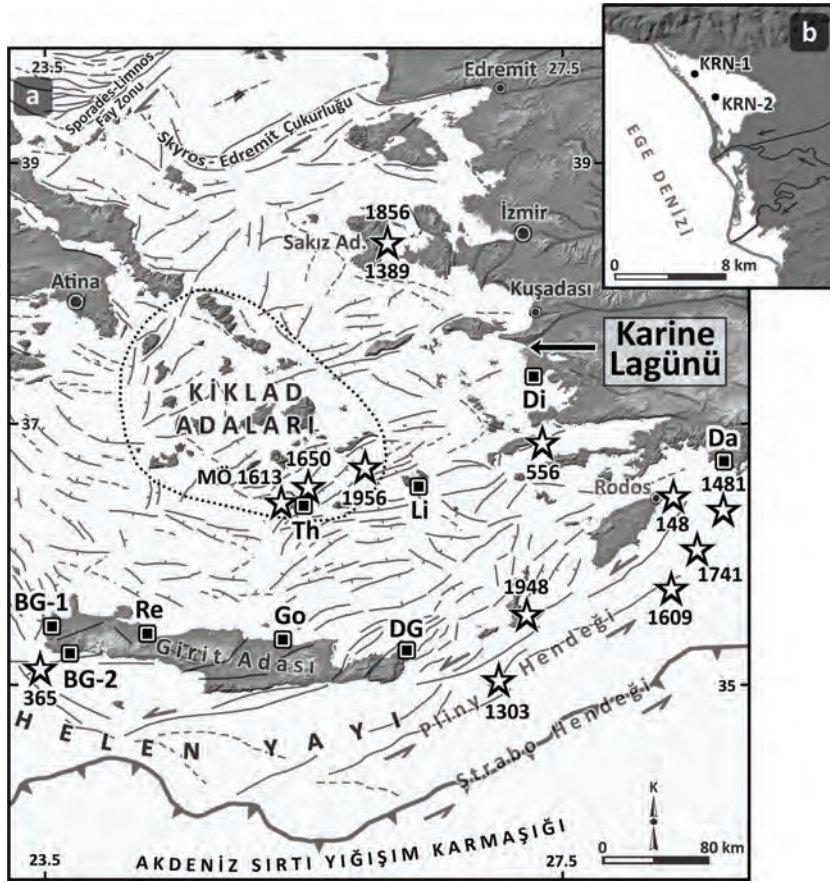
Bu çalışma, Ege Denizi'nin doğu kıyısında yer alan Karine Lagünü'nün sedimanter istifinden alınmış iki adet örselenmemiş karot örneği boyunca yapılan mikro-XRF taramaları ve sediman radyografisi analizlerinin sonuçlarını sunmakta, ve karotlar boyunca tespit edilen sedimanter olayların Ege Denizi'ndeki tarihsel tsunamiler ile olan muhtemel ilişkisini tartışmaktadır.

ÇALIŞMA ALANI

Ege Denizi ve Batı Anadolu, Helen Yayı ardındaki Kuzey-Güney yönlü gerilme sisteminden kaynaklı birçok normal faya ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 2a) (Emre vd. 2011; Sakellariou ve Tsampouraki-Kraounaki 2019). Tarihsel kayıtlar, bölgede son 3600 yılda şiddeti altının üzerinde olan (Papadopoulos ve Imamura, 2001'in 12 kademeli Tsunami Şiddet Ölçeği'ne göre) tsunamiler tetiklemiş 13 adet deprem olduğunu göstermektedir (Papadopoulos vd. 2014, Şekil 2a'daki yıldızlar). Bu tarihsel bilgilerin yanında, bölgede dokuz adet lokasyonda eski tsunamilerin sedimanter izlerine rastlanmıştır (Şekil 2a'daki kareler). Didim ile Gouves'de (Şekil 2a'daki "Di" ve "Go"; Minoura vd. 2000), ve Palaikastro'da (DG; Bruins vd. 2008) yapılan çalışmalar, Santorini Adası'nda M.Ö. 1613 ± 13'de meydana gelen Minos patlaması tarafından tetiklenen tsunaminin (Santorini Tsunamisi) izlerini sunmaktadır. Girit'de (BG-

2; Werner vd. 2018), Thera'da (Th; Dominey-Howes vd. 2000a) ve Livadia'da (Li; Dominey-Howes vd. 2000b) yapılan çalışmalar da sırası ile M.S. 365, 1650 ve 1956 yıllarında meydana gelmiş tsunamilerin sedimanter kayıtları ile ilgili bilgiler sunmaktadır. Münferit tsunamilerin izleri hakkında olan bu çalışmalar haricinde, bölgede birden fazla tsunaminin izlerini tespit etmeyi başaramamış çalışmalar yalnızca üç adet lokasyonda mevcuttur. Pirazzoli vd. (1992)'nin ve Scheffers ve Scheffers (2007)'nin Batı Girit'de (Şekil 2a'daki "BG-1") yaptıkları çalışmalarda G.Ö. 5660, M.S. 66, M.S. 365, ve M.S. 1500'e tarihlenen dört adet tsunami bulunmuştur. Yine Girit'de, Werner vd. (2019) tarafından yapılan bir çalışmada (Şekil 2a'daki "Re") Santorini Tsunamisi'nin ve M.S. 365 tsunamisinin izleri bulunmuştur. Alpar vd. (2012) ve Papadopoulos vd. (2012) tarafından Dalaman Ovası'nda (Şekil 2a'daki "Da") yapılan çalışmalarda ise Doğu Helen Yayı'nda 1303, 1481 ve 1741 yıllarında meydana gelen depremler tarafından tetiklenen tsunamilerin izleri bulunmuştur.

Ege Denizi'nin Doğu kıyılarında yer alan Karine Lagünü (37.59 K, 27.18 D), tsunami dalgalarının kolaylıkla aşabileceği bir kum bariyeri (yaklaşık 250 metre genişlikte ve maksimum 1,5 metre yükseklikte) ile Ege Denizi'nden ayrıldığı için, bölgedeki tsunamilerin sedimanter kayıtlarının incelenmesi için ideal bir hedef saha olarak kabul edilebilir. Büyük Menderes Nehri'nin denize ulaşan kollarının bulunduğu orta ve güney kısımlarda oldukça dinamik sedimantasyon koşulları olması nedeni ile, lagünün görece daha sakin olan kuzey kısmından karot alınması uygun görülmüştür (Şekil 2b). Karotlar alınmadan önce yapılan batimetrik ön araştırmalar sırasında, lagün tabanının oldukça düz ve su derinliğinin 2,0-2,5 metre civarı olduğu görülmüş ve detaylı bir batimetrik harita hazırlanmasından vazgeçilmiştir.



Şekil 2. a) Karine Lagünü'nün konumu ve deniz sismiği araştırmaları sonucunda Ege Denizi'nde haritalanmış aktif faylar (Sakellariou ve Tsampouraki-Kraounaki (2019)'dan değiştirilerek alınmıştır). Batı Anadolu'daki aktif faylar ise Emre vd. (2011)'den alınmıştır. Devamlı çizgiler varlığı kesin olan fayları, kesik çizgiler muhtemel fayları, fay çizgilerine dik kısa çizgiler ve üçgenler tavan bloğu, ok işaretleri ise doğrultu atım yönünü göstermektedir. Yıldızlar tsunami tetiklediği bilinen tarihsel depremlerin yaklaşık merkez üssü konumlarını (Papadopoulos vd. 2014), kareler ise bölgede tespit edilmiş paleotsunami çökellerinin konumlarını göstermektedir (Detaylı bilgi ve kaynakça için metne bakınız). b) Karine Lagünü'nün yakından görünümü ve karot lokasyonları (KRN-1 ve KRN-2).

Figure 2. a) Location of Karine Lagoon and active faults in the Aegean Sea based on marine seismic surveys (modified from Sakellariou and Tsampouraki-Kraounaki, 2019). The active faults in western Anatolia are taken from Emre et al. (2011). Continuous lines indicate active faults, dashed lines are probable faults, ticks and triangles on the faults mark hangingwall blocks, and half-arrows show the direction of strike-slip activity. Stars show the approximate epicenter of historical tsunamigenic earthquakes (Papadopoulos et al., 2014); while squares show the location of paleotsunami studies (See text for details and references). b) Close-up view of Karine Lagoon and coring locations (KRN-1 and KRN-2).

MALZEME ve YÖNTEM

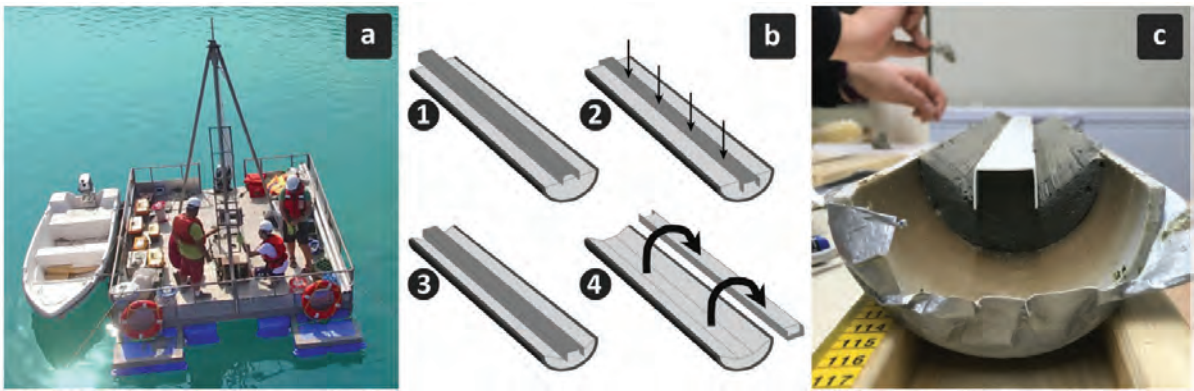
Bu çalışma kapsamında yapılan piston karot alma işlemleri, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne ait 5,5x4,5 m boyutlarında ve 2500 kg çekme kapasitesine sahip yüzer araştırma platformu kullanılarak yapılmıştır

(Şekil 3a). Konumları Şekil 2b'de gösterilen ve uzunlukları 327 (KRN-1) ve 313 (KRN-2) cm olan iki adet karot, 2017 yılı Eylül ayında kum bariyerden yaklaşık 1 km uzakta olacak şekilde ve su derinliğinin 2,2-2,3 m olduğu lokasyonlardan alınmıştır (KRN-1: 37.6063K, 27.1551D; KRN-2: 37.5881K, 27.1731D). İstif boyunca sedimanter

yapıların ve makro sediman içeriklerinin (deniz kabukları gibi) daha detaylı görüntülenebilmesi için, radyografik görüntüleme işleminin mümkün olduğu kadar ince bir sediman dilimi boyunca yapılması önemlidir. Bu nedenle radyografik görüntülemenin yarım karotlar boyunca değil, genişliği 2,5 cm ve kalınlığı 1,5 cm olan u-kanallar boyunca yapılması tercih edilmiştir (Şekil 3a ve b). U-kanal çıkarma işlemi sırasında, önce PVC kanal yarım karotun yüzeyini ortalayacak şekilde (Şekil 3b-1) yerleştirilir ve nazikçe sedimanın içine bastırılır (Şekil 3b-2). Ardından, u-kanalın iki tarafındaki sedimanlar sıyrıldıktan sonra (Şekil 3b-3 ve c) bir misina yardımı ile u-kanalın alt yüzeyi boyunca sediman kesilir ve içi sediman dolu u-kanal ters çevrilerek karottan ayrılır (Şekil 3b-4). Böylece radyografik görüntüleme ve mikro-XRF taramasında kullanılacak u-kanal elde edilmiş olur.

KRN-1 ve KRN-2 karotlarından çıkarılan u-kanallar, Bremen Üniversitesi GEOPOLAR Laboratuvarına ITRAX mikro-XRF taramaları için gönderilmiştir.

Radyografik taramalar u-kanallar boyunca 0,2 mm çözünürlükte, XRF taramaları ise 1 mm çözünürlükte yapılmıştır. XRF taramalarında, X-ışını kaynağı olarak 30 kV ve 40 mA ile uyarılan Molibden tüpü kullanılmış ve her 1 mm için 5 saniye ölçüm yapılmıştır. ITRAX mikro-XRF tarayıcılar ölçümleri doğrudan karot ya da u-kanal yüzeyindeki ıslak sediman üzerinde yapmaktadır. Geleneksel XRF ölçümlerinde olduğu gibi herhangi bir kurutma ve öğütme işlemi yapılmadığı için, ITRAX tarafından yapılan ölçümler sedimanların su muhtevası, organik madde muhtevası ve tane-boyu dağılımı gibi özelliklerinin izlerini taşıyabilir. Bu nedenle, bazı durumlarda bir elementin istif boyunca olan değişimini yorumlamak için o elementin ITRAX tarafından sağlanan verisini doğrudan kullanmak yanıltıcı olabilir. Bu problemin üstesinden gelmek için elementlerin birbirine olan oranları kullanılır. Elementler birbirlerine oranlanırken, bazı elementler arasında kıyaslanabilir ölçekler elde edilmesi gerekir. ITRAX, elementler için her ölçüm noktasında "saniyedeki sayım" cinsinden yarı-nicel veriler sağlamaktadır. Örneğin, Karine



Şekil 3. a) Karot alma işlemleri için kullanılan, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü bünyesindeki yüzer araştırma platformu. b) Karotlar ikiye bölündükten sonra u-kanal çıkarma işleminin adımlarını (1-4) gösteren şemalar. c) U-kanal karota bastırıldıktan sonra, u-kanalın iki tarafındaki sedimanlar sıyrıldıktan sonraki görünüm.

Figure 3. a) Coring platform used for this study belonging to Middle East Technical University, Department of Geological Engineering. b) Schematic illustration of extraction of u-channels from split-cores (1-4). c) View of split-core after sediments on both sides of the u-channel were removed.

Lagünü karotları için, Kalsiyum (Ca) elementinin “saniyedeki sayım” değerlerinin ortalaması 18000 iken, Titanyum (Ti) için ortalama 1100’dür. Bu iki element arasında kıyaslanabilir bir ölçek elde etmek için verilerin standardize edilmesi gerekir. Standardizasyon için öncelikle her elementin istif boyunca ortalama (μ) ve standart sapma (σ) değerleri bulunur. Her ölçüm noktası için standart değer (z) ise, o noktadaki ölçüm değeri ile ortalama arasındaki farkın standart sapmaya bölümü ile elde edilir (Eşitlik 1). Böylece, istif boyunca her elementin (z) değerlerinin ortalaması “0”a ve standart sapması “1”e eşitlenerek, farklı elementler kıyaslanabilir şekilde ölçeklendirilmiş olur.

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (1)$$

İstif boyunca sedimanların fiziksel heterojenliğinin değerlendirilebilmesi için, radyografik görüntünün genişliği boyunca her 1 mm’lik satır için gri değerlerinin standart sapması (heterojenlik indisi) hesaplanmıştır. Homojen yapıya sahip seviyeler düşük standart sapma değerleri verirken, deforme olmuş ya da içinde makro kavkı bulunan seviyeler yüksek standart sapma değerleri verir. Böylece, istif boyunca sedimanların fiziksel heterojenliğindeki değişimler grafiksel olarak değerlendirilmiş olur.

Radyokarbon tarihlendirmesi için kullanılacak makro organik maddeyi ayıklamak ve tsunami tarafından kum bariyerden ve deniz tabanından lagünün içine taşınmış iri bivalv kavkılarını incelemek için sedimanlar; önce manyetik karıştırıcı ile damıtılmış su içinde 15 dakika boyunca çözülmüş, daha sonra ultrasonik banyoda 10 dakika boyunca yıkanmış ve ardından No. 14 (1,4 mm) elek ile elenmiştir. Sonraki aşamada, No. 14 eleğinin üzerinde kalan kısım stereo mikroskop altında fotoğraflanmıştır. Bu esnada, yaşlı karbon kirlenmesinden kaçınmak adına, Karine Lagünü karotları boyunca yıkanan ve elenen sedimanlardan karasal bitki kalıntıları

olduğu düşünülen organik parçalar ayıklanarak (Şekil 4), radyokarbon tarihlendirmesi için Poznan Radyokarbon Laboratuvarı’na gönderilmiştir. Laboratuvarından gelen ham sonuçlar OxCal Programı’nda (Bronk Ramsey, 2017) IntCal13 kalibrasyon eğrisi (Reimer vd. 2013) kullanılarak takvim yılına dönüştürülmüştür.



Şekil 4. Radyokarbon tarihlendirmesi için sedimanlardan ayıklanan bitki kalıntılarının bir görünümü.

Figure 4. Plant remains extracted from sediments for radiocarbon dating.

ARAŞTIRMA BULGULARI

KRN-1 ve KRN-2 karotları boyunca istifi oluşturan hakim tane-boyu killi silttir. Bununla birlikte istif genelinde sedimanların bivalv kavkuları içerdiği de gözlenmektedir. Karotların yüzeyinden yapılan görsel incelemeler ışığında, Şekil 5’de gri çubuklar ile gösterilen seviyelerde, sedimanların kum içeriğinin arttığı ve bu seviyelerde istifin geneline göre daha iri ve mukavemetli kavkılar bulunduğu anlaşılmıştır. Karotlardan çıkarılan u-kanallar boyunca elde edilen radyografik görüntüler incelendiğinde, görece homojen ve bazen ince tabakalanmalı istifin içinde, yer yer yüksek yoğunluğa sahip (radyograflarda koyu renkli görünen) ve heterojen yapıda arakatmanlar göze çarpmaktadır (Şekil 5’deki gri çubuklar). Düşük gri değerlere ve yüksek heterojenlik indisi değerlerine sahip bu tip ara katmanlardan, KRN-1 karotunda yedi adet (Şekil 5a’da [1-1]-[1-7]) ve

KRN-2 karotunda beş adet (Şekil 5c'de [2-1]-[2-5]) tespit edilmiştir. Radyografik görüntüler yakından incelendiğinde istifin genelini temsil eden çökellerden daha yüksek yoğunluğa sahip olan bu ara katmanların, yuvarlak çakıl tanelerinden ziyade çizgisel ve köşeli parçalar içerdiği anlaşılmaktadır (Şekil 5b ve d).

Bu ara katmanların içeriklerinin daha iyi anlaşılması için, KRN-2 karotu boyunca bazı seviyelerde çökellerin 1,4 mm'den daha kaba taneleri mikroskop altında incelenmiştir (Şekil 6). İstifin genelini temsil eden seviyelerde (0-4, 13-23, 45-55 ve 98-109 cm'ler arası) çökellerin genellikle 1 cm'den küçük bivalv kavkuları içerdiği, buna karşın ara katmaların ise (4-13, 24-34 ve 74-84 cm'ler arası) çapları neredeyse 4 cm'yi bulan görece daha büyük kavkılar içerdiği görülmüştür. Fotoğraflara ilk bakıldığında, istifin genelini temsil eden seviyelerdeki kavkuların oldukça kırıklı olduğu ve bu nedenle çökelden önce fiziksel bozuşmaya maruz kaldığı, yani su kolonundan doğrudan çökeler sedimanlara katılmaktan ziyade taşınmış olabilecekleri düşünülebilir.

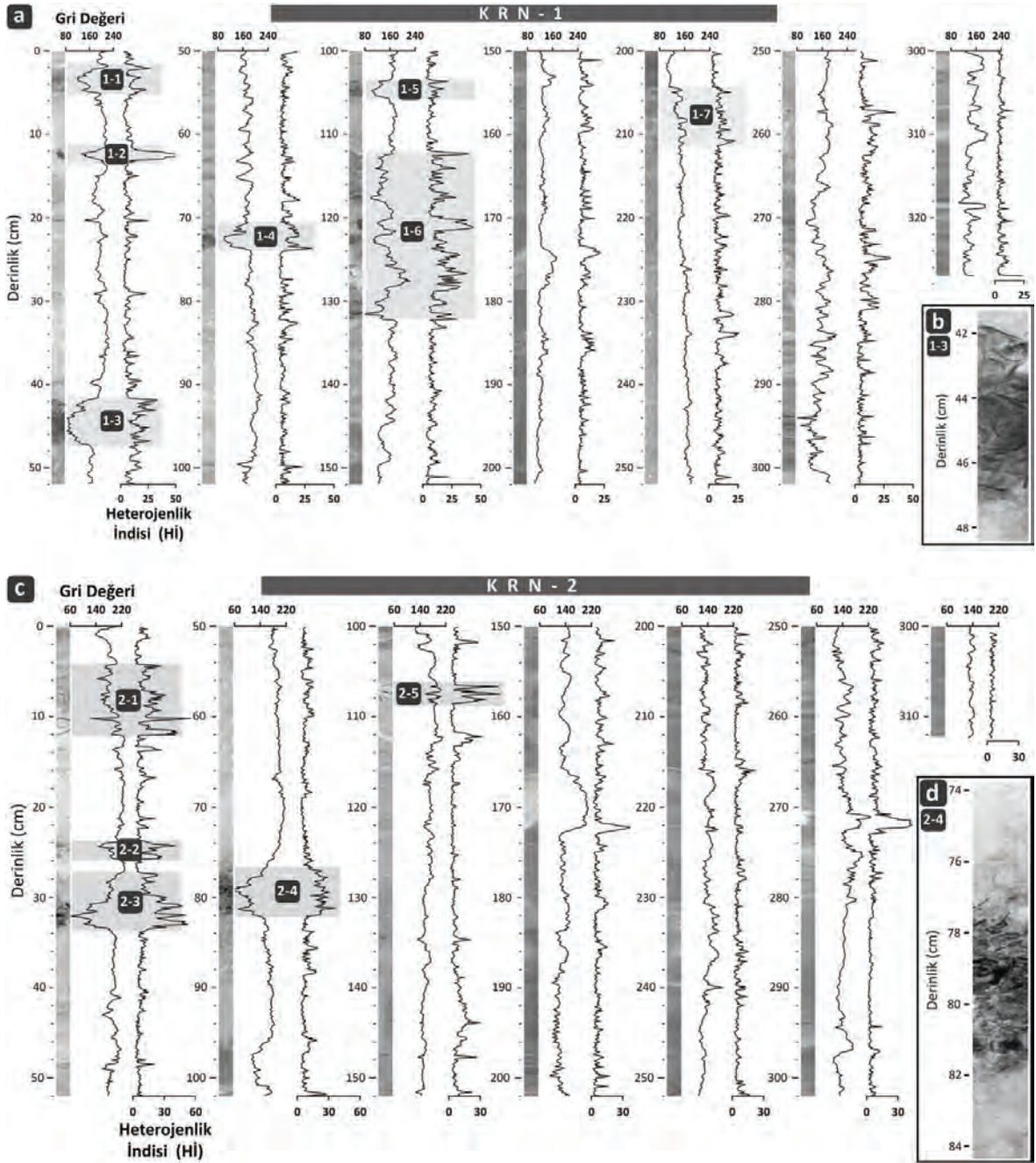
Ancak, oldukça ince ve narin bir yapıya sahip olan bu kavkuların sedimanların çözülmesi sırasında karıştırıcının yüksek hızla dönen manyetik çubuğu tarafından kırılmış olma ihtimali yüksektir. Diğer taraftan, ara katmanlarda bulunan görece daha büyük ve mukavemetli kavkuların manyetik çubuğun darbeleri ile kırılmış olma ihtimali oldukça düşüktür. Ayrıca, Şekil 6'nın en sağ kolonu boyunca sunulan görüntülerde kavkuların yüzeylerine yakından bakıldığında, istifin genelinde bozuşmamış ve temiz yüzeylere sahip kavkuların baskın olduğu, ancak ara katmanlarda bozuşmuş, yıpranmış ve kırılmış kavkuların baskın olduğu görülmektedir. Bu gözlem, bazı dönemlerde (muhtemelen bir tsunami ya da fırtına sırasında) deniz suyunun kum bariyeri aşarak lagünün iç kısımlarına, görece daha iri ve bozuşmuş bivalv kavkuları taşıdığı bir göstergesidir.

ITRAX mikro-XRF taramaları sonucu elde edilmiş kimyasal veriler, radyografik görüntüler boyunca yapılan fiziksel gözlemler ile bir araya

getirildiğinde (Şekil 7), görece daha iri taneli ve bozuşmuş bivalv kavkuları içeren arakatmanlarda Ca ve Cl zenginleşmeleri olduğu görünmektedir. Şekil 7'de, istifler boyunca yüksek heterojenlik ve yoğunluğa sahip seviyelerin daha belirgin gözlemlenebilmesi için, heterojenlik indisi değerleri gri değerlerine bölünerek (HI/GD) sunulmuştur. Ca ve Cl'nin istifler boyunca görece artış ve azalışlarının değerlendirilebilmesi için de, Ca ve Cl değerleri Ti değerlerine bölünerek sunulmuştur.

Deniz ya da göl sedimanlarındaki Ti'nin kökeni genellikle karadan gelen minerojenik kırıntılı malzemedir. Ancak, Ca'nın kökeni hem karadan gelen minerojenik kırıntılı malzeme hem de su kolonu içinde üretilen biyojenik ve kimyasal karbonatlar olabilir. Bu nedenle, Ca değerleri Ti değerlerine bölündüğünde, sedimanlar içindeki biyojenik ve kimyasal karbonatların karasal kırıntılı malzemeye göre değişimi değerlendirilebilir. Şekil 7'de görüldüğü üzere, Şekil 5'de radyografik görüntüler boyunca tespit edilen arakatmanların çoğu, Ca/Ti değerlerinde belirgin anomaliler olarak ortaya çıkmaktadır. Bu da, arakatmanların karbonatlar, yani bivalv kavkuları açısından zengin olduğunu kimyasal olarak doğrulamaktadır.

ITRAX mikro-XRF tarayıcısı, ölçümleri doğrudan ıslak sediman üzerinde yaptığı için, elde edilen sonuçlar sedimanlardaki boşluk suyu kimyasının da izlerini taşımaktadır. ITRAX ölçümlerinden elde edilen Cl'nin kökeni temel olarak sedimanlardaki gözeneklerde hapsolmuş deniz suyudur (örn. Tjallingii vd. 2007; Avşar, 2019). Görece daha tatlı suya sahip olan bir lagüne ani deniz suyu girişi olması ve bu suyun kırıntılar arası gözeneklerde hapsedilmesi, istif boyunca ölçülen Cl profillerinde belirgin anomaliler olarak karşımıza çıkabilir. ITRAX ölçümleri yarı-nicel veriler sağladığı için, Cl profillerinin doğrudan kullanılması yerine başka bir element ile normalize edilerek kullanılması, Cl konsantrasyonunun istif boyunca görece değişimlerinin daha sağlıklı yorumlanmasını sağlayacaktır.



Şekil 5. KRN-1 ve KRN-2 karotları boyunca elde edilen radyografik görüntüler, ve bu görüntüler boyunca gri değeri ve heterojenlik indisi (HI) değişimleri (a ve c). '1-3' ve '2-4' arakatmanlarının yakından görünümü (b ve d).

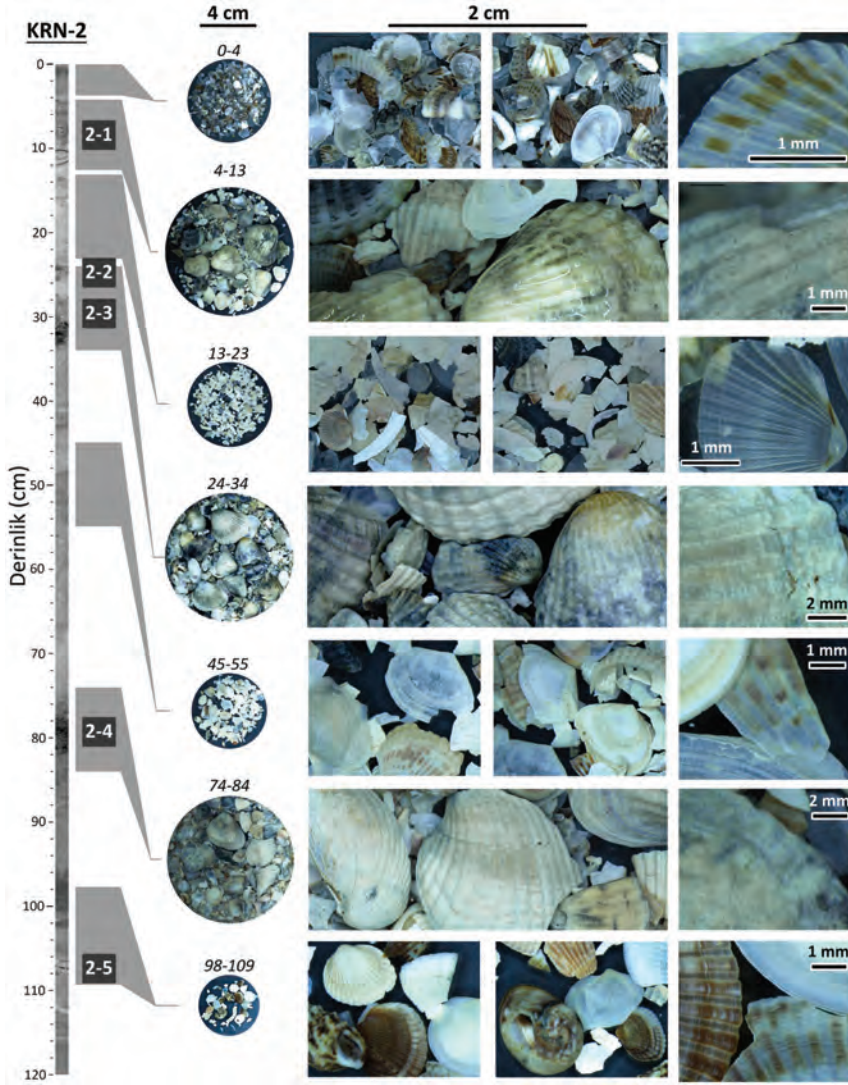
Figure 5. (a and c) Radiographic images, grayscale values and Heterogeneity Index (HI) values in KRN-1 and KRN-2 cores. (b and d) Close-up views of '1-3' and '2-4' intercalations.

Ti'nin kabaca kırıntılı malzemeyi temsil ettiği düşünülürse, Cl değerlerinin Ti ile normalize edilmesi ile kırıntılar arası boşluklardaki suyun

Cl içeriği hakkında daha sağlıklı bilgi elde edilebilir. Ca/Ti değerlerinde olduğu gibi, Şekil 5'de gösterilen Karine Lagünü istifinde tespit

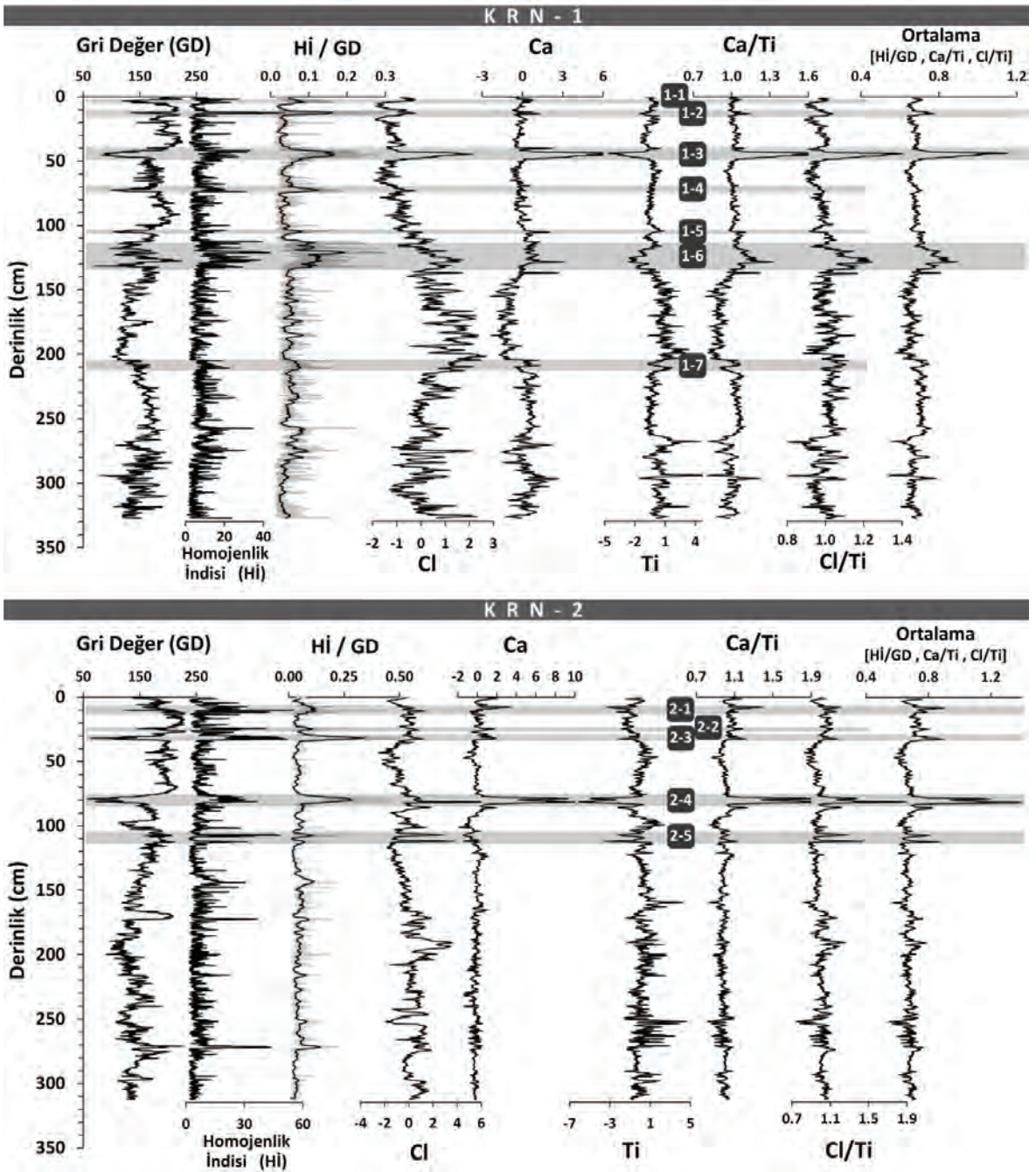
edilen arakatmanların çoğu Cl/Ti anomalileri de göstermektedir. Fiziksel ve jeokimyasal verilerin bütünleşik olarak değerlendirilebilmesi açısından, arakatmanlarda anomali veren parametrelerin (Hi/GD, Ca/Ti ve Cl/Ti) ortalaması alınarak elde edilen grafikler Şekil 7'de en sağda sunulmuştur. KRN-1'de '1-2', '1-3' ve '1-6' arakatmanlarının,

ve KRN-2'de '2-1', '2-3', '2-4' ve '2-5' arakatmanlarının hem fiziksel, hem de kimyasal olarak istif boyunca belirgin farklılıklar sunduğu görülmektedir. Sonuç olarak, bu arakatmanlar denizden Karine Lagünü'ne ani malzeme ve su girişleri olarak yorumlanabilir.



Şekil 6. KRN-2 karotu boyunca bazı seviyelerde yapılan yıkama ve eleme işlemleri sonucunda elde edilmiş, 1.4 mm'den daha iri taneli sediman içeriğinin mikroskop altındaki görüntüleri. İstifin genelini temsil eden seviyeler ile karşılaştırıldığında (0-4, 13-23, 45-55 ve 98-109 cm'ler arası), ara katmanların (4-13, 24-34 ve 74-84 cm'ler arası) görece daha iri taneli ve bozuşmuş bivalv kavkuları içerdiği görülmektedir.

Figure 6. Microscopic views of sediment content coarser than 1.4 mm at some levels along KRN-2. Compared to levels representing the background sedimentation (between 0-4, 13-23, 45-55 and 98-109 cm), intercalations (between 4-13, 24-34 and 74-84 cm) contain relatively larger and more weathered bivalve shells.

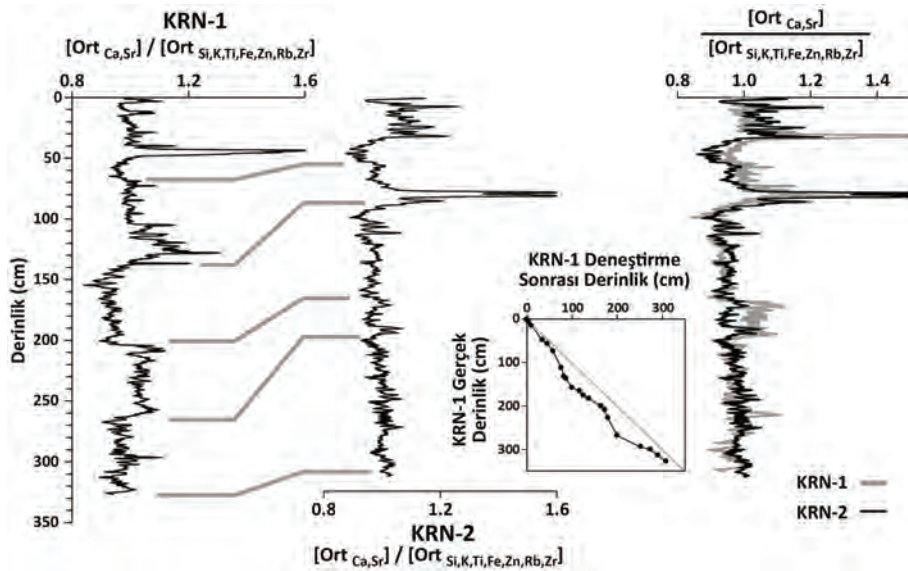


Şekil 7. KRN-1 ve KRN-2 karotları boyunca, radyograflardan elde edilen heterojenlik indisi değerlerinin gri değerlerine oranı (HI/GD), ve ITRAX mikro-XRF taramalarından elde edilen Ca, Cl ve Ti verileri. En sağda sunulan bütünlük grafikler incelendiğinde, Şekil 5’de gösterilen 12 arakatmandan yalnızca 7’si (1-2, 1-3, 1-6, 2-1, 2-3, 2-4 ve 2-5) hem fiziksel (HI/GD) hem jeokimyasal (Ca/Ti ve Cl/Ti) anomaliler vermektedir.

Figure 7. Ratio of heterogeneity index and grayscale values (HI/GD), and Ca, Cl and Ti profiles obtained by ITRAX micro-XRF scanning of KRN-1 and KRN-2 cores. Inspection of plots on the far right reveals that only 7 out of 12 intercalations shown in Figure 5 (1-2, 1-3, 1-6, 2-1, 2-3, 2-4 and 2-5) have both physical (HI/GD) and geochemical (Ca/Ti and Cl/Ti) anomalies.

Özellikle Karine Lagünü gibi sığ ve dinamik çökelim ortamlarında lokal diyajenez ve sediman odaklanması gibi durumlar oldukça yaygındır. Bu yüzden, bu tip ortamların sedimanter istifleri incelenirken birden fazla lokasyondan karot alınarak, farklı lokasyonlardaki sedimanter kaydın birbiri ile uyumlu olup olmadığının kontrol edilmesi oldukça önemlidir. Bölgedeki iklimsel değişikliklerin, sedimanter kaydı lokal olarak değil havza genelinde etkileyeceği düşünülürse, karotlar arası stratigrafik deneştirme için paleo-iklim koşullarını yansıtan parametrelerin kullanılması daha sağlıklı sonuçlar verecektir. İklimsel koşullardaki değişikliklerin, özellikle sığ su ortamlarında biyojenik üretimi etkilediği bilinmektedir. Kavkılarını karbonattan yapan canlılar, Ca ile birlikte Sr elementini de

kullanmaktadır (Croudace ve Rothwell, 2015). Buradan yola çıkarak, KRN-1 ve KRN-2 karotları arasındaki stratigrafik deneştirme, biyojenik karbonat üretim miktarını temsil eden Ca ve Sr elementleri ortalamasının karasal kırıntılı malzemeyi temsil eden Si, K, Ti, Fe, Zn, Rb ve Zr elementleri ortalamasına bölümü ile elde edilen profiller kullanılarak yapılmıştır (Şekil 8). Bu çalışmada, KRN-2 karotunun 45 ve 306 cm derinliklerinde iki adet radyokarbon tarihlendirmesi yapılmış ve KRN-1'in derinlik değerleri KRN-2'ye göre tekrar hesaplanmıştır. Böylece, KRN-1'in $[Ort_{Ca,Sr}] / [Ort_{Si,K,Ti,Fe,Zn,Rb,Zr}]$ profili yeni derinlik değerlerine göre tekrar çizildiğinde ve KRN-2 ile üstüste koyulduğunda, iki karotun sedimanter kayıtları arasındaki uyum net bir şekilde görülmektedir (Şekil 8).

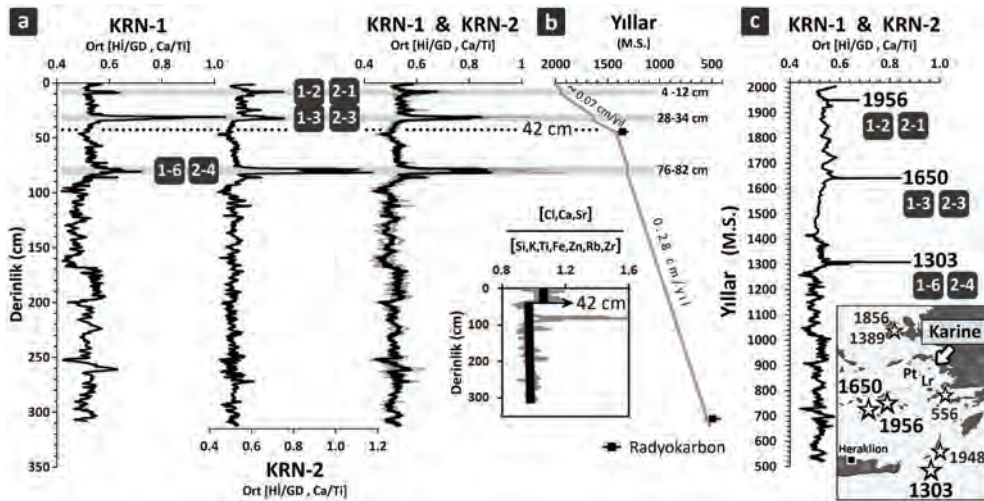


Şekil 8. KRN-1 ve KRN-2 karotları arasındaki stratigrafik deneştirme, biyojenik karbonat üretim miktarını temsil eden elementlerin ortalamasının karasal kırıntılı malzemeyi temsil eden elementlerin ortalamasına bölümü ile elde edilen profiller ($Ort_{Ca,Sr} / Ort_{Si,K,Ti,Fe,Zn,Rb,Zr}$) aracılığı ile yapılmıştır. Stratigrafik uyumun daha iyi değerlendirilebilmesi için, KRN-1'e ait profil değiştirilmiş derinlik değerleri ile tekrar çizilip, KRN-2'nin profili ile üstüste gelecek şekilde sunulmuştur.

Figure 8. Stratigraphical correlation between KRN-1 and KRN-2 cores was achieved using the profiles obtained by dividing the average of elements representing biogenic carbonate production by the average of elements representing terrestrial clastic material (i.e. $Avg_{Ca,Sr} / Avg_{Si,K,Ti,Fe,Zn,Rb,Zr}$). In order to better evaluate the stratigraphical consistency, the profile of KRN-1 was re-plotted with respect to the modified depth values, and overlapped with the profile of KRN-2

İki karot arasındaki stratigrafik deneştirme sağlandıktan sonra, denizden ani malzeme gelişimi ile ilgili olduğu düşünülen arakatmanları temsil eden $H\bar{I}/GD$ ve Ca/Ti değerlerinin ortalaması iki karot için de Şekil 9a'da yan yana, ve ayrıca üstüste koyulup ortalaması da gösterilmiştir. Görüldüğü üzere, tüm istif boyunca üç adet arakatman iki karotta da belirgin anomaliler vermektedir. Şekil 7'de KRN-2 karotunda görünen '2-5' arakatmanı KRN-1 karotunda görünmemektedir. Şekil 6'da da görüleceği üzere '2-5' arakatmanı herhangi bir iri bivalv kavkı da içermemektedir. Bu nedenle, '2-5'in sediman odaklanması gibi lokal bir olay sonucu oluştuğu düşünülebilir. Buna karşın, Şekil 6'daki mikroskop görüntülerinde de görüldüğü üzere, oldukça iri bivalv kavkuları içeren '2-1', '2-3' ve '2-4' arakatmanlarının KRN-1 karotunda da karşılıkları vardır ('1-2', '1-3' ve '1-6', Şekil

9a). Bu bağlamda, bu üç arakatmanın Karine Lagünü'nün genelini etkileyen ciddi sedimenter olaylar sonucu oluştuğu söylenebilir. Fiziksel ve jeokimyasal veriler ışığında düşünülecek olursa, bu arakatmanların aşırı dalga olayları (ADO) sırasında denizden ani malzeme taşınması sonucu oluştuğu söylenebilir. Denizden karaya doğru malzeme taşıyabilecek şiddetteki ADO'ların sebebi tsunamiler yada fırtınalardır. Vött vd. (2018) tarafından yapılan çalışmada, Ege Denizi ve Akdeniz'de 1902-2017 yılları arasında meydana gelen ADO'ların yaklaşık %85'inin tsunami kökenli olduğu belirtilmiştir. Bu istatistiksel bilgi gözönünde bulundurulduğunda, Karine istifinde görülen arakatmanların muhtemel sebebinin, fırtınalardan ziyade tsunamiler olduğu söylenebilir.



Şekil 9. a) Denizden ani malzeme girişini temsil eden $H\bar{I}/GD$ ve Ca/Ti değerlerinin ortalaması, KRN-1 ve KRN-2 karotları için ayrı ayrı, ve stratigrafik uyumun görülmesi açısından üstüste gösterilmiştir. b) İki adet radyokarbon tarihlendirmesi kullanılarak ve arakatmanların aniden çökeldiği varsayılarak oluşturulan yaş-derinlik eğrisi. Küçük grafikte ise, sedimanların kimyasal içeriğinde yaklaşık 42 cm'de meydana gelen kayma gösterilmiştir. c) Yaş-derinlik eğrisi kullanılarak, $H\bar{I}/GD$ ve Ca/Ti değerlerinin ortalamasının Karine Lagünü istifinde zamana bağlı değişimi. Arakatmanların tarihleri, bölgede meydana gelen 1956, 1650 ve 1303 tsunamileri ile uyum göstermektedir.

Figure 9. a) Average of $H\bar{I}/GD$ and Ca/Ti profiles, which represent sudden marine intrusions into the lagoon, plotted separately for KRN-1 and KRN-2 cores. In order to aid evaluating the stratigraphical correlation, the profiles are also overlapped. b) Age-depth model constructed based on two radiocarbon dates. The intercalations are assumed to have been suddenly deposited. c) Based on the age-depth model, plot of average of $H\bar{I}/GD$ and Ca/Ti profiles with respect to calendar years. The intercalations temporally correlate with the tsunamis that occurred in the region in 1956, 1650 and 1303.

KRN-2 karotunun 45 ve 306 cm derinliklerindeki bitki kalıntıları üzerinde yapılan radyokarbon ölçümleri, bu derinliklerdeki sedimanların sırasıyla M.S. 1355±55 ve 490±75 tarihlerinde çökeldiğini göstermektedir. Sucul bitkilerin -15±5 aralığında $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahip oldukları, buna karşın karasal kökenli bitkilerde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -26±4 aralığında olduğu (örn. Stuiver ve Polach, 1977) gözönünde bulundurulduğunda, bu çalışmada tarihlendirilen organik kalıntıların ($\delta^{13}\text{C} = -28\pm 1$) karasal kökenli olduğu söylenebilir (Çizelge 1). Arakatmanların (KRN-2 karotundaki derinlikleri: 4-12, 28-34 ve 76-82 cm) aniden çökeldiği gözönünde bulundurularak oluşturulan yaş-derinlik modeli (Şekil 9b), sedimantasyon oranının 0-42 cm arasında yaklaşık 0,07 cm/yıl, 42 cm'nin altında ise 0,28 cm/yıl olduğunu ortaya koymaktadır. Sedimantasyon oranındaki bu değişimin sebebi KRN-2 karotunun $[\text{Ort}_{\text{Cl Ca Sr}}]/[\text{Ort}_{\text{Si K Ti Fe Zn Rb Zr}}]$ profilinde görülmektedir. Bu profil boyunca, tabandan 42 cm'ye kadar olan değerler, 42 cm'nin üstündeki değerlerden daha düşüktür. Bu değişim, 42 cm'den sonra (yaklaşık M.S. 1400 sonrası dönemde) karot lokasyonuna daha az miktarda karasal kırıntılı malzeme geldiğini göstermektedir. Daha az kırıntılı malzemenin gelmesi de sedimantasyon oranının 0,28 cm/yıl'dan 0,07 cm/yıl'a düşmesine sebep olmuştur. KRN-1 karotunda böyle bir değişimin görülmemesi nedeni ile (Şekil 8), karasal malzeme gelişindeki bu düşüşün iklimsel bir değişiklikten ziyade Menderes Nehri'nin ana kolundaki bir yerdeğiştirmeden kaynaklandığı yorumu yapılabilir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Elde edilen yaş-derinlik modeli ile, Karine Lagünü istifinde, özellikle Hİ/GD ve Ca/Ti değerlerinin ortalaması alınarak elde edilen profile belirgin anomaliler olarak görülen üç adet arakatmanın 20. yüzyılın ortalarında, 17. yüzyılın ortalarında ve 14. yüzyılın başlarında çökeldiği anlaşılmaktadır. Belirlenen bu tarihler, bölgede meydana gelen 1956, 1650 ve 1303 tsunamileri ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 9c). Literatürde yer alan ve XRF ölçümlerine dayanan birçok çalışma, tsunami çökellerinin Sodyum (Na), Klor (Cl), Kalsiyum (Ca), Stronsiyum (Sr) ve Magnezyum (Mg) gibi genellikle karbonatlar ile ilişkili elementlerce zengin olduğu gözlemini yapmıştır (Vött vd. 2009; Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff vd. 2011, 2017; Ramirez-Herrera vd. 2012; Mathes-Schmidt vd. 2013; Baranes vd. 2016). Bu açıdan bakıldığında, Karine Lagünü'nde tespit edilen tsunami ilişkili arakatmanların jeokimyasal özellikleri literatürdeki çalışmalar ile uyumludur.

Son 1500 yılı kapsayan tarihsel kayıtlar incelendiğinde (Papadopoulos vd. 2014), bölgedeki en eski tsunaminin 556'da merkez üssü Kos Adası civarında olduğu tahmin edilen bir deprem tarafından tetiklendiği görülmektedir (Şekil 9c). Papadopoulos ve Imamura (2001)'in 12 kademeli Tsunami Şiddet Ölçeği'ne göre bu tsunaminin Kos Adası civarında 8 şiddetinde hissedildiği tahmin edilmektedir (Papadopoulos vd. 2014). Ancak bu tsunaminin Karine Lagünü istifinde belirgin bir izine rastlanamamıştır. 1389 ve 1856 yıllarında Sakız Adası civarında meydana

Çizelge 1. KRN-2 karotunda yapılan iki adet radyokarbon ölçümü ile ilgili bilgiler ve kalibrasyon sonuçları.

Table 1. Summary of two radiocarbon measurements for KRN-2 core, with calibration results.

Laboratuvar Numarası	Örnek Adı	Karottaki Derinlik (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Radyokarbon Yaşı (G.Ö.)	Takvim Yılı (M.S.)
Poz-102388	KRN-R1	45	-29,1	590 ± 30	1355 ± 55
Poz#2-102975	KRN-R2	306	-26,6	1560 ± 30	490 ± 75

gelen depremlerin tetiklediği tsunamilerin ise bölgede sırasıyla 6 ve 8 şiddetinde hissedildiği belirtilmektedir (Papadopoulos vd. 2014). Karine Lagünü'ndeki karotlarda bu iki tsunaminin de izi bulunmamaktadır.

1956 ve 1948 yıllarındaki tsunamileri stratigrafik olarak ayırt etmek pek mümkün olmasa da, Karine Lagünü karotlarında sedimanter izi bulunmayan 556, 1389 ve 1856 tsunamilerinin tetiklendiği lokasyonlar ve şiddetleri gözönünde bulundurulduğunda, 1948 yılında Kerpe (Karpathos) Adası güneyinde meydana gelen deprem tarafından tetiklenen ve bölgede 7 şiddetinde hissedilen tsunaminin Karine Lagünü'nde sedimanter bir iz bırakma ihtimalinin olmadığı söylenebilir. Bu nedenle, '1-2' ve '2-1' arakatmanları, 9 Temmuz 1956 tarihinde meydana gelen (Mw=7) deprem tarafından tetiklenen ve bölgede 9 şiddetinde hissedilen tsunamiden kaynaklanmış olmalıdır. Bu tsunaminin dalga yüksekliği, Karine Lagünü'nün yaklaşık 50 km güneybatısında bulunan Leros Adası'ndaki gelgit istasyonunda (Şekil 9c'de "Lr") yaklaşık 4 m olarak ölçülmüştür (Galanopoulos, 1957). Bu durum, tsunaminin Karine Lagünü'nün kum bariyerini aşmış olma ihtimalinin oldukça yüksek olduğu anlamını taşımaktadır.

Karine Lagünü'nde kaydedilen bir diğer tsunami ise, 1650 yılında Thera (Santorini) Adası'nın 10 km doğusunda bulunan Columbo sualtı volkanının patlaması ile tetiklenen tsunamidir (Dominey-Howes vd. 2000a). Bu tsunaminin, Karine Lagünü'nün 60 km güneybatısında bulunan Patmos Adası'nda 10 şiddetinde hissedildiği tahmin edilmektedir (Papadopoulos vd. 2014). Lagündeki sedimanter izin belirginliği gözönünde bulundurulduğunda (Şekil 9a), 1650'da gerçekleşen tsunaminin 1956'dakinden daha büyük olduğu yorumu yapılabilir.

Bu çalışmada elde edilen bir diğer kayda değer bilgi de, 1303 yılında Doğu Helen

Yayı'nda meydana gelen bir deprem tarafından tetiklenmiş ve Girit Adası'nın kuzeyindeki Heraklion'da 10 şiddetinde hissedilmiş olan tsunaminin Karine Lagünü istifinde tespit edilmiş olmasıdır (Şekil 9c). 1303 tsunamisine karşılık gelen arakatman, 1956 ve 1650 tsunamilerinin izlerinden daha belirgin olarak görülmektedir (Şekil 9a). İlginç bir şekilde, bu tsunami Alpar vd. (2012) ve Papadopoulos vd. (2012) tarafından Dalaman Ovası'nda (Şekil 2a'daki "Da") yapılan çalışmalarda ve Avşar (2019) tarafından Dalaman'nın 30 km güneydoğusundaki Ölüdeniz Lagünü'nde yapılan çalışmalarda belirgin bir şekilde tespit edilmiş olmasına rağmen, Ege Denizi içlerinde yer alan lokasyonlarda yapılmış (Şekil 2a'daki Di, Li, Th, DG, Go ve Re) hiçbir çalışmada tespit edilememiştir. 1303 tsunamisinin, karasal ortam istiflerinde hendek açarak ya da karot olarak araştırılan bu yedi adet lokasyondan (Dalaman Ovası dahil) yalnızca Dalaman'da tespit edilmiş olmasına karşın, bu tsunaminin iki adet lagünde yapılan araştırmaların (Karine ve Ölüdeniz) ikisinde de tespit edilmiş olması, giriş kısmında da vurgulandığı üzere, karasal istiflerle karşılaştırıldığında lagün ya da kıyısız göl istiflerinin paleotsunami araştırmaları için daha uygun ortamlar olduğunun bir göstergesidir (Şekil 1c).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Avrupa Komisyonu "Marie Skłodowska-Curie Actions – Individual Fellowships" programı tarafından desteklenen ve OrtaDoğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yürütülmüş olan "Towards a paleotsunami chronology in the southern Aegean and Levantine seas, Eastern Mediterranean (EASTMED-PALEOTSUNAMI)" başlıklı proje kapsamında yapılmıştır. Yazar; Özgür Avşar (Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi), Bülent Tokay (Orta Doğu Teknik Üniversitesi), Emre Çetinkaya (Orta Doğu Teknik Üniversitesi), Emrah Ürün ve

Sinan Altıok'a karot alma çalışmalarına yaptıkları katkılardan dolayı ve Zeynep Bektaş'a (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) u-kanal çıkarma işlemleri sırasındaki yardımlarından dolayı teşekkür eder.

EXTENDED SUMMARY

A detailed search of the literature on the “Web of Science” website reveals there are 676 articles related to the keywords “Tsunami + Deposit + Sediment” (Fig. 1a). After eliminating articles focusing on geophysical surveys, tsunami waveform modeling, sediment transport and flow speed inverse modeling, for example, the number of articles about the sedimentological properties of tsunami deposits is 285. Among these, only 85 articles provide sedimentary paleotsunami chronologies. Despite the fact that 2640 tsunamis were recorded worldwide during the last 4000 years (NCEI/WDS, 2019), only 85 paleotsunami studies demonstrates how far we are from understanding the history of tsunamis on Earth.

A comparison of coring vs. trenching methods in different coastal depositional environments reveals that studies based on coring in coastal lagoons, back-barrier wetlands and tidal flats provide longer and more complete paleotsunami chronologies than those carried out on alluvial plains (Fig. 1b and c). This tells us that the sedimentary sequences of lagoons are ideal for investigating evidence of past tsunamis.

The Aegean Sea hosts numerous normal faults induced by the Hellenic Arc back-arc extensional regime. Historical records report 13 submarine earthquakes during the last 3600 years (Papadopoulos et al., 2014, stars in Fig. 2a) that triggered tsunamis with an intensity greater than 6 on a 12-grade tsunami intensity scale (Papadopoulos and Imamura, 2001). In addition to historical information, sedimentary traces of tsunamis have been documented at nine localities (squares in Fig. 2a). Among these, only

three studies were able to detect more than one tsunami deposit in their sequences (“BG-1”, “Re” and “Da”). Karine Lagoon, located on the eastern coast of the Aegean (37.59 N, 27.18 E), is separated from the sea by a narrow (ca. 250 m) and low (ca. 1.5 m. a.s.l.) sand barrier that can easily be washed over during a tsunami (Fig. 2). The bathymetry in the lagoon is almost flat, with a maximum water depth of 2.5 m.

Samples from two piston cores, KRN-1 (37.6063 N, 27.1551 E) and KRN-2 (37.5881 N, 27.1731 E), were collected from the lagoon to search for sedimentary traces of past tsunamis. U-channels of 2.5 cm-width and 1.5 cm-thickness were extracted from the cores, and scanned by an ITRAX micro-XRF scanner using a Mo-tube with an exposure time of 5 s per mm. Radiographic imaging in the u-channels was carried out at 0.2 mm resolution. In order to evaluate the heterogeneity of the sediments in the radiographic images, the standard deviation of gray-scale values in the 1 mm-thick slices along the width of the radiographic images was calculated and plotted, forming the Heterogeneity Index (HI). Following this method, homogeneous parts of the sequences result in low HI values, while deformed or macrofossil-rich levels have relatively high HI values. The sediments in KRN-2 were also wet-sieved and examined under a stereo microscope to extract terrestrial organic material for radiocarbon dating (Fig. 4), and to check for the presence of macro bivalve remains that could have been transported from the sand barrier to the core sampling locations during tsunamis (Fig. 6).

Based on the HI plots, heterogeneous sediment intercalations were observed at seven levels in KRN-1 and five levels in KRN-2 (Fig. 5). Examination under the microscope revealed that the heterogeneous levels in KRN-2 contained relatively larger and more weathered bivalve shells compared to the homogeneous background sediments (Fig. 6). The ITRAX micro-XRF data show Ca and Cl peaks related to these

intercalations, confirming that they are rich in carbonates, i.e. bivalve shells (Fig. 7). Since two radiocarbon datings were carried out on KRN-2, the depth scale of KRN-1 was adjusted to KRN-2 by correlating the profiles of the cores ($\text{Average}_{CaSr} / \text{Average}_{SiK Ti Fe Zn Rb Zr}$) (Fig. 8), which represent relative changes in carbonate content with respect to the terrestrial detrital content of the sediments. After achieving correlation between the sequences in the cores, the coevality of carbonate-rich intercalations in both cores could be evaluated. Peaks in the HI/GD (Heterogeneity Index / Grayscale Values) profiles indicate levels that are both dark and heterogeneous; while peaks in the Ca/Ti profiles show carbonate-rich levels. Thus, the average of these profiles (Avg [HI/GD Ca/Ti]) reveals carbonate-rich intercalations containing macro bivalve shells, i.e. candidate tsunami deposits. The Avg [HI/GD Ca/Ti] profiles of both cores were overlapped and are presented together with their average (Fig. 9a). An age-depth model was constructed based on the two radiocarbon dates and by assuming that the intercalations were sudden depositional events (Fig. 9b). When the average Avg [HI/GD Ca/Ti] profile is plotted with respect to time (Fig. 9c), we see three distinct anomalies along the Avg [HI/GD Ca/Ti] profiles, i.e. candidate tsunami deposits, which temporally correlate with the 1956, 1650 and 1303 tsunamis in the region.

Historical tsunami records from the past 1500 years show that the oldest tsunami in the region was in AD 556 (Papadopoulos et al., 2014) (Fig. 9c). This tsunami had an intensity of 8 around Kos Island, and it did not leave any distinct sedimentary trace in the sequence of Karine Lagoon. Similarly, the 1389 and 1856 tsunamis around Chios Island with intensities of 6 and 8, respectively, were not detected in the sequence of the lagoon. Considering the absence of sedimentary traces of these three tsunamis in the Karine sequence, it is unlikely that the youngest intercalation was the 1948 tsunami around Karpathos Island, which had an intensity

of 7. Hence, the youngest intercalation in the sequence must be due to the tsunami triggered by the 9 July 1956 earthquake ($M_w=7$), which had an intensity of 9 in the region.

The second intercalation in the Karine sequence, dated to mid-17th century, was most probably caused by the tsunami in 1650 triggered by the eruption of Columbo submarine volcano, located 10 km east of Thera (Santorini) Island. This tsunami had an intensity of 10 around Patmos Island (Pt in Fig. 9c), situated 60 km southwest of Karine Lagoon (Papadopoulos et al., 2014). Given its relatively more apparent sedimentary trace in the Karine sequence, it can be said that the 1650 tsunami was more intensely felt in the region than the 1956 tsunami.

Lastly, the oldest intercalation in the Karine sequence temporally correlates with the 1303 tsunami, which was triggered by an earthquake in the eastern Hellenic Arc. This tsunami is estimated to have had an intensity of 10 around Heraklion in the north of Crete Island (Papadopoulos et al., 2014) (Fig. 9c). Although sedimentary traces of this tsunami were detected by Alpar et al. (2012) and Papadopoulos et al. (2012) in the sequence of Dalamani Plain ("Da" in Fig. 2a), and by Avşar (2019) in Ölüdeniz Lagoon, it was not detected by other studies carried out in the Aegean Sea (Di, Li, Th, DG, Go and Re in Fig. 2a). Sedimentary traces of this tsunami could be detected in only one terrestrial sequence (among seven sequences) at Karine, while it could be detected in two studies carried out in other lagoons. This supports the idea that lagoons and coastal lakes may be more suitable depositional environments for paleotsunami investigation than terrestrial sedimentary sequences, as illustrated in Fig. 1c.

ORCID

Ulaş Avşar  <https://orcid.org/0000-0002-3224-8399>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Alpar, B., Ünlü, S., Altınok, Y., Özer, N. ve Aksu, A., 2012. New approaches in assessment of tsunami deposits in Dalaman (SW Turkey). *Natural Hazards*, 63, 181-195.
- Avşar, U., 2019. Sedimentary geochemical evidence of historical tsunamis in the Eastern Mediterranean from Ölüdeniz Lagoon, SW Turkey. *Journal of Paleolimnology*, 61 (3), 373-385.
- Baranes, H.E., Woodruff, J.D., Wallace, D.J., Kanamaru, K. ve Cook, T.L., 2016. Sedimentological records of the C.E. 1707 Hoei Nankai Trough tsunami in the Bungo Channel, southwestern Japan. *Natural Hazards*, 84, 1185-1205.
- Bertrand, S., Doner, L., Akçer Ön, S., Sancar, U., Schudack, U., Mischke, S., Çağatay, M.N. ve Leroy, S.A.G., 2011. Sedimentary record of coseismic subsidence in Hersek coastal lagoon (Izmit Bay, Turkey) and the late Holocene activity of the North Anatolian Fault. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, 1-17.
- Bronk Ramsey, C., 2017. OxCal Program v. 4.3.2". University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.
- Bruins, H.J., MacGillivray, J.A., Synolakis, C.E., Benjamini, C., Keller, J., Kisch, H.J., Klügel, A. ve van der Plicht, J., 2008. Geoarchaeological tsunami deposits at Palaikastro (Crete) and the Late Minoan IA eruption of Santorini. *Journal of Archaeological Science*, 35, 191-212.
- Chagué-Goff, C., 2010. Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy?. *Marine Geology*, 271, 67-71.
- Chagué-Goff, C., Schneider, J.L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D. ve Strotz, L., 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events - Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth Science Reviews*, 107, 107-122.
- Chagué-Goff, C., Szczuciński, W. ve Shinozaki, T., 2017. Applications of geochemistry in tsunami research: A review. *Earth Science Reviews*, 165, 203-244.
- Clark, K., Cochran, U. ve Mazengarb, C., 2011. Holocene coastal evolution and evidence for paleotsunami from a tectonically stable region, Tasmania, Australia. *Holocene*, 21, 883-895.
- Croudace, I.W. ve Rothwell, R.G., 2015. Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us?, I.W. Croudace ve R.G. Rothwell (Eds.). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores, Developments in Paleoenvironmental Research* 17 (25-102), Springer, Dordrecht.
- Dominey-Howes, D.T.M., Papadopoulos, G.A. ve Dawson, A.G., 2000a. Geological and Historical Investigation of the 1650 Mt. Columbo Eruption and Tsunami, Aegean Sea, Greece. *Natural Hazards*, 21, 83-96.
- Dominey-Howes, D.T.M., Cundy, A. ve Croudace, I., 2000b. High energy marine flood deposits on Astypalaea Island, Greece: possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami. *Marine Geology*, 163, 303-315.
- Donato, S.V., Reinhardt, E.G., Boyce, J.I., Pilarczyk, J.E. ve Jupp, B.P., 2009. Particle-size distribution of inferred tsunami deposits in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Geology*, 257, 54-64.
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B.P., Ely, L.L., Nelson, A.R., Wesson, R.L. ve Pilarczyk, J.E., 2015. Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93-111.
- Emre, Ö., Doğan, A. ve Özalp, S., 2011. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritaları Serisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Fischer, P., Finkler, C., Röbbke, B.R., Baika, K., Hadler, H., Willershäuser, T., Rigakou, D., Metallinou, G. ve Vött, A., 2016. Impact of Holocene tsunamis detected in lagoonal environments on Corfu (Ionian Islands, Greece) - geomorphological, sedimentary and microfaunal evidence. *Quaternary International*, 401, 4-16.
- Galanopoulos, A.G., 1957. The seismic sea-wave of 9 Iouliou 1956. *Praktika Academy Athens*, 32 pp. 90-101 (in Greek with Engl. abstr.).
- Goodman-Tchernov, B.N., Dey, H.W., Reinhardt, E.G., McCoy, F. ve Mart, Y., 2009. Tsunami waves generated by the Santorini eruption reached Eastern Mediterranean shores. *Geology*, 37, 943-946.

- Goff, J., Lamarche, G., Pelletier, B., Chague-Goff, C. ve Strotz, L., 2011. Predecessors to the 2009 South Pacific tsunami in the Wallis and Futuna archipelago. *Earth Science Reviews*, 107, 91–106.
- Graehl, N.A., Kelsey, H.M., Witter, R.C., Hemphill-Haley, E. ve Engelhart, S.E., 2015. Stratigraphic and microfossil evidence for a 4500-year history of Cascadia subduction zone earthquakes and tsunamis at Yaquina River estuary, Oregon, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 127, 211–226.
- Gutierrez-Mas, J.M., Lopez-Arroyo, J. ve Morales, J.A., 2009. Recent marine lithofacies in Cadiz Bay (SW Spain) Sequences, processes and control factors. *Sedimentary Geology*, 218, 31–47.
- ITIC, 2018. International Tsunami Information Center. <http://itic.ioc-unesco.org>
- Jackson, K.L., Eberli, G.P., Amelung, F., McFadden, M.A., Moore, A.L., Rankey, E.C. ve Jayasena, H.A.H., 2014. Holocene Indian Ocean tsunami history in Sri Lanka. *Geology*, 42, 859–862.
- Kelsey, H.M., Nelson, A.R., Hemphill-Haley, E. ve Witter, R.C., 2005. Tsunami history of an Oregon coastal lake reveals a 4600 yr record of great earthquakes on the Cascadia subduction zone. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1009–1032.
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vermassen, F., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., Schmidt, S., Garrett, E. ve De Batist, M., 2015. The sedimentary record of the 1960 tsunami in two coastal lakes on Isla de Chiloé, south central Chile. *Sedimentary Geology*, 328, 73–86.
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R. ve De Batist, M., 2017. Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 161, 99–116.
- Kitamura, A., Fujiwara, O., Shinohara, K., Akaike, S., Masuda, T., Ogura, K., Urano, Y., Kobayashi, K., Tamaki, C. ve Mori, H., 2013. Identifying possible tsunami deposits on the Shizuoka Plain, Japan and their correlation with earthquake activity over the past 4000 years. *Holocene*, 23, 1684–1698.
- Mamo, B., Strotz, L. ve Dominey-Howes, D., 2009. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth Science Reviews*, 96, 263–278.
- Mathes-Schmidt, M., Schwarzbauer, J., Papanikolaou, I., Syberberg, F., Thiele, A., Wittkopp, F. ve Reicherter, K., 2013. Geochemical and micropaleontological investigations of tsunamigenic layers along the Thracian Coast (Northern Aegean Sea, Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57, 005–027.
- May, S.M., Vött, A., Brückner, H. ve Smedile, A. 2012a. The Gyra washover fan in the Lefkada Lagoon, NW Greece—possible evidence of the 365 AD Crete earthquake and tsunamis. *Earth, Planets and Space*, 64, 859–874.
- May, S.M., Vött, A., Brückner, H., Grapmayer, R., Handl, M. ve Wennrich, V., 2012b. The Lefkada barrier and beachrock system (NW Greece) — Controls on coastal evolution and the significance of extreme wave events. *Geomorphology*, 139–140, 330–347.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Takahashi, T. ve Yalçiner, A.C., 2000. Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology*, 28, 59–62.
- Mischke, S., Schudack, U., Bertrand, S. ve Leroy, S.A.G., 2012. Ostracods from a Marmara Sea lagoon (Turkey) as tsunami indicators. *Quaternary International*, 261, 156–161.
- Nanayama, F., Furukawa, R., Kiyoyuki, S., Makino, A., Soeda, Y. ve Igarashi, Y., 2007. Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology*, 200, 275–294.
- NCEI/WDS, 2019. Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information. Doi: 10.7289/V5PN93H7 [Erişim tarihi: 19.01.2019]
- Papadopoulos, G.A. ve Imamura, F., 2001. A proposal for a new tsunami intensity scale. *Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001, Seattle*, 569–577.
- Papadopoulos, G.A., Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Yalçiner, A., Fokaefs, A. ve Takahashi, T., 2012. Geological evidence of tsunamis and earthquakes at the Eastern Hellenic Arc: correlation with historical seismicity in the eastern Mediterranean Sea. *Research in Geophysics*, 2, 90–99.

- Papadopoulos, G.A., Gràcia, E., Urgeles, R., Sallares, V., De Martini, P.M., Pantosti, D., González, M., Yalciner, A.C., Mascle, J., Sakellariou, D., Salamon, A., Tinti, S., Karastathis, V., Fokaefs, A., Camerlenghi, A., Novikova, T. ve Papageorgiou, A., 2014. Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Marine Geology*, 354, 81–109.
- Peterson, C.D., Carver, G.A., Cruikshank, K.M., Abramson, H.F., Garrison-Laney, C.E. ve Dengler, L.A., 2011. Evaluation of the use of paleotsunami deposits to reconstruct inundation distance and runup heights associated with prehistoric inundation events, Crescent City, southern Cascadia margin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 967–980.
- Pilarczyk, J.E. ve Reinhardt, E.G., 2012. Testing foraminiferal taphonomy as a tsunami indicator in a shallow arid system lagoon: Sur, Sultanate of Oman. *Marine Geology*, 295-298, 128-136.
- Pirazzoli, P.A., Ausseil-Badie, J., Giresse, P., Hadjidakit, E. ve Arnold, M., 1992. Historical environmental changes at Phalasarna harbour, West Crete. *Geoarchaeology*, 7, 371-392.
- Ramirez-Herrera, M.T., Lagos, M., Hutchinson, I., Kostoglodov, V., Machain, M.L., Caballero, M., Goguitchaichvili, A., Aguilar, B., Chagué-Goff, C., Goff, J., Ruiz-Fernández, A.C., Ortiz, M., Nava, H., Bautista, F., Lopez, G.I. ve Quintana, P., 2012. Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico: Tsunamis or storms? — A multi-proxy approach. *Geomorphology*, 139–140, 360-371.
- Razjigaeva, N.G., Ganzey, L.A., Grebennikova, T.A., Ivanova, E.D., Kharlamov, A.A., Kaistrenko, V.M., Arslanov, Kh.A. ve Chernov, S.B., 2014. The Tohoku Tsunami of 11 March 2011: The Key Event to Understanding Tsunami Sedimentation on the Coasts of Closed Bays of the Lesser Kuril Islands. *Pure and Applied Geophysics*, 171, 3307–3328.
- Reimer, P.J., vd., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), 1869-1887.
- Röbke, B.R. ve Vött, A., 2017. The tsunami phenomenon. *Progress in Oceanography*, 159, 296-322.
- Ruiz, F., Abad, M., Cáceres, L.M., Vidal, J.R., Carretero, M.I., Pozo, M. ve González-Regalado, M.L., 2010. Ostracods as tsunami tracers in Holocene sequences. *Quaternary Research*, 73, 130-135.
- Sakellariou, D. ve Tsampouraki-Kraounaki, K., 2019. Plio-Quaternary Extension and Strike-Slip Tectonics in the Aegean. Duarte, J.C. (ed.), *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones*. Elsevier. 478 s.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K.H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. ve Aung, T.T., 2009. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01319.
- Scheffers, A. ve Scheffers, S., 2007. Tsunami deposits on the coastline of west Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 613-624.
- Smedile, A., De Martini, P.M., Pantosti, D., Bellucci, L., Del Carlo, P., Gasperini, L., Pirrotta, C., Polonia, A. ve Boschi, E., 2011. Possible tsunami signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily-Italy). *Marine Geology*, 281, 1–13.
- Stuiver, M. ve Polach, H. A., 1977. Discussion: Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. ve Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, 1-12.
- Tyuleneva, N., Braun, Y., Katz, T., Suchkov, I. ve Goodman-Tchernov, B., 2018. A new chalcolithic-era tsunami event identified in the offshore sedimentary record of Jisr al-Zarka (Israel). *Marine Geology*, 396, 67-78.
- van den Bergh, G.D., Boer, W., de Haas, H., van Weering, Tj.C.E. ve van Wijhe, R., 2003. Shallow marine tsunami deposits in Teluk Banten (NW Java, Indonesia), generated by the 1883 Krakatau eruption. *Marine Geology*, 197, 13-34.
- Vött, A., Brüeckner, H., Brockmüller, S., Handl, M., May, S.M., Gaki-Papanastassiou, K., Herd, R., Lang, F., Maroukian, H., Nelle, O. ve Papanastassiou, D., 2009. Traces of Holocene

- tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. *Global and Planetary Change*, 66, 112–128.
- Vött, A., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzi, K., Willershaeuser, T. ve Zander, A., 2011. Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). *Quaternary International*, 242, 213-239.
- Vött, A., Bruins, H.J., Gawehn, M., Goodman-Tchernov, B.N., De Martini, P.M., Kelletat, D., Mastronuzzi, G., Reicherter, K., Röbbke, B.R., Scheffers, A., Willershauser, T., Avramidis, P., Bellanova, P., Costa, P.J.M., Finkler, C., Hadler, H., Koster, B., Lario, J., Reinhardt, E., Mathes-Schmidt, M., Ntageretzi, K., Pantosti, D., Papanikolaou, I., Sanso, P., Scicchitano, G., Smedile, A., Szczucinski, W., 2018. Publicity waves based on manipulated geoscientific data suggesting climatic trigger for majority of tsunami findings in the Mediterranean—response to ‘Tsunamis in the geological record: making waves with a cautionary tale from the Mediterranean’ by Marriner et al. (2017). *Zeitschrift für Geomorphologie, (Supplementary Issues) 1:2*, 39 s.
- Wagner, B., Bennike, O., Klug, M. ve Cremer, H., 2007. First indication of Storegga tsunami deposits from East Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 22, 321-325.
- Werner, V., Baika, K., Fischer, P., Hadler, H., Obrocki, L., Willershäuser, T., Tzigounaki, A., Tsigkou, A., Reicherter, K., Papanikolaou, I., Emde, K. ve Vött, A., 2018. The sedimentary and geomorphological imprint of the AD 365 tsunami on the coasts of southwestern Crete (Greece) - Examples from Sougia and Palaiochora. *Quaternary International*, 473, 66-90.
- Werner, V., Baika, K., Tzigounaki, A., Reicherter, K., Papanikolaou, I., Emde, K., Fischer, P. ve Vött, A., 2019. Mid-Holocene tectonic geomorphology of northern Crete deduced from a coastal sedimentary archive near Rethymnon and a Late Bronze Age Santorini tsunamite candidate. *Geomorphology*, 326, 167-189.



**Fethiye Burdur Fay Zonu'nun Kuzeydoğu Kesiminin (Burdur-Güneybatı Anadolu)
Göreceli Tektonik Aktivitesinin Jeomorfik İndislerle İncelenmesi**

*Investigation of Relative Tectonic Activity of the Northeastern Part of the Fethiye Burdur Fault Zone
(Burdur-Southwestern Anatolia) by Geomorphic Indices*

Berkant Coşkuner*¹, Yaşar Eren¹, Ramazan Demircioğlu², Rahmi Aksoy¹

¹ Konya Teknik Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Selçuklu, Konya

² Aksaray Üniversitesi, Sağlık Bilimleri Fakültesi, Acil Yardım ve Afet Yönetimi Bölümü, Aksaray

Geliş/Received : 28.03.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 03.07.2019 • Kabul/Accepted : 25.07.2019 • Baskı/Printed : 31.08.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışmada Burdur güneyinde yer alan Burdur ve Yarışlı havzalarının jeomorfolojik indislerle tektonik aktivitesinin incelenmesi amaçlanmıştır. Yörede Jura- Kretase yaşlı ofiyolitik melanj, Geç Triyas – Erken Jura yaşlı rekristalize kireçtaşları, Geç Miyosen - Erken Pliyosen yaşlı killi kireçtaşları ve Geç Pliyosen - Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpaze çökelleri gibi değişik kökenli kayaçlar bulunmaktadır. İnceleme alanı Fethiye – Burdur Fay Zonu (FBFZ) nun KD kesimini kapsamaktadır. Tarihsel ve aletsel dönemde birçok deprem oluşturan FBFZ bu kesimde, KD-GB uzanımlı Burdur, Karakent, Karacaören fayları ve KB-GD uzanımlı Karaçal Fayı ile temsil edilmektedir. Söz konusu fayların yanı sıra bölgede küçük ölçekli birçok fay bulunmaktadır. Yapılan çalışmada bölgenin tektonik aktivitesini belirlemek için Dağ Yamacı Eğrilik İndisi (Smf), Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı İndeksi (Vf), Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (SLK), Asimetri Faktörü (AF), Topografi Simetri Faktörü (T), ve Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (Iat) gibi birçok değer hesaplanmış ve bunlar arazi verileri ile beraber değerlendirilerek yorumlanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Smf 1,03-1,66, ortalama Vf 0,28-10,85, ortalama SLK 1,84-7,95, T 0-0,6 arasında değişmektedir. Burdur Havzası'na ait AF değeri 60,14 iken alt alanlara ait Iat değerleri ise Sınıf-2 ve Sınıf-3 ü kapsamaktadır. Jeomorfik indisler diğer jeolojik bulguları doğrular şekilde inceleme alanının yüksek ve orta seviyede tektonik bir aktiviteye sahip olduğunu ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Burdur Havzası, Fethiye – Burdur Fay Zonu, Iat, jeomorfik indis, SLK.

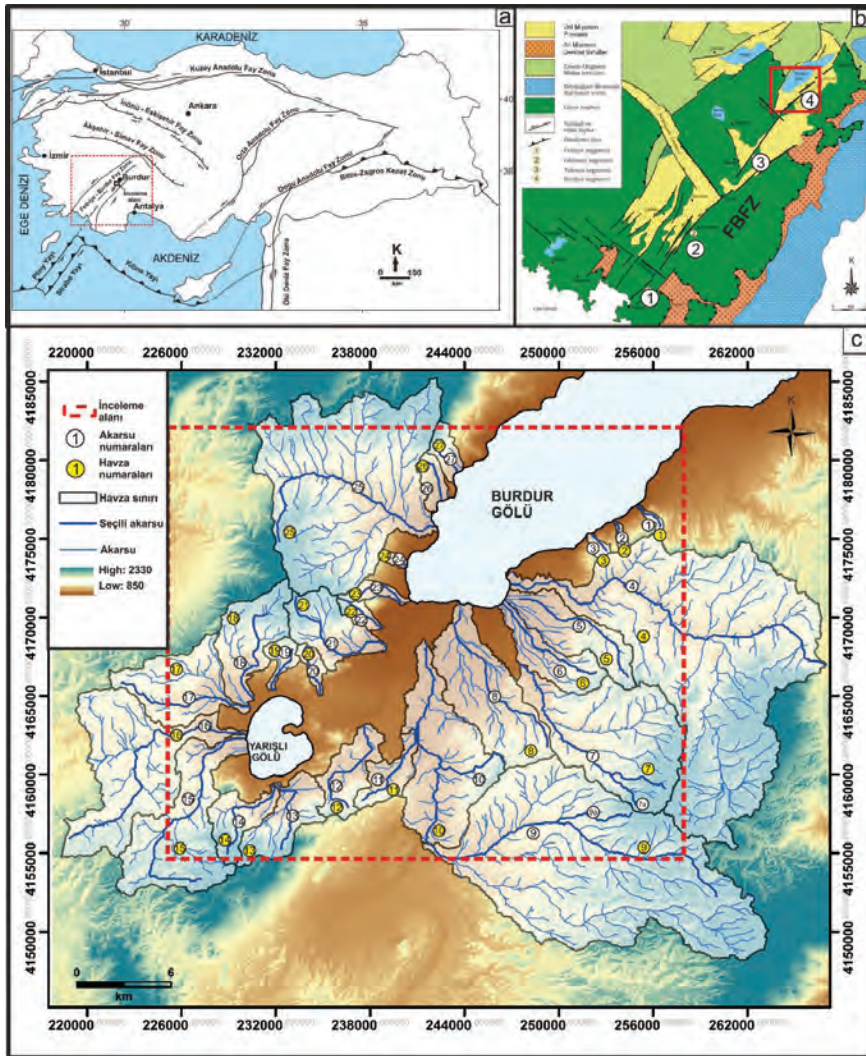
Abstract: This study aims to investigate the tectonic activity with geomorphological indices within Burdur and Yarışlı Basins in the south of Burdur. The study area consists of Jurassic– Cretaceous ophiolitic melange, Late Triassic–Early Jurassic recrystallized limestone, Late Miocene – Early Pliocene marl and clayed limestone and Late Pliocene – Early Pleistocene alluvial fan deposit. The study area covers the NE section of the Fethiye - Burdur Fault Zone (FBFZ). The FBFZ, which caused many earthquakes in historical and instrumental periods, is represented by NE-SW trending Burdur, Karakent, Karacaören faults and NW-SE trending Karaçal fault. In addition there are many small scale faults in the area. In order to determine the tectonic activity of the region, some geomorphological indices such as Mountain-Front Sinuosity (Smf), Ratio of Valley-Floor Width to Valley Height (Vf), Normalized Stream Length – Gradient Index (SLK), Asymmetry Factor (AF), Topographic Symmetry Factor (T), and Index of relative active tectonics (Iat) were calculated. The obtained data were compared with the field observations. According to the results, Smf ranges between 1.03-1.66, average Vf ranges between 0.28-10.85, average SLK ranges between 1.84-7.95 and T ranges between 0-0.6. The AF value of Burdur Basin is 60,14 whereas the Iat values of sub-areas cover Class-2 and Class-3. Geomorphic indices, confirming the other geological findings, show that the study area has moderate to high level tectonic activity.

Keywords: Burdur Basin, Fethiye – Burdur Fault Zone, Geomorphic indices, Iat, SLK.

GİRİŞ

Batı Anadolu, sismik açıdan dünyadaki en aktif kıta içi genişleme ve riftleşmenin başlangıç aşamasını yansıtan tektonik olayların gözlemlendiği bölgelerden birini oluşturur. Geç Miyosen – Pliyosen'den beri K – G yönlü gerilme deformasyonunun etkisi altında bulunan bölge (Angelier vd., 1981; Koçyiğit, 1984; Kissel vd., 1985; Şengör, 1987;

Jackson ve McKenzie, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Zanchi vd., 1993; Cohen vd., 1995; Bozkurt, 2001), tektonik olarak güneyden Helen Yayı, güneydoğudan Fethiye Burdur Fay Zonu (FBFZ), kuzeydoğudan Eskişehir Fay Zonu ve kuzeyden Kuzey Anadolu Fayı'nın Güney Marmara kolu tarafından sınırlanır (Barka ve Reilinger, 1997; Koçyiğit ve Özacar 2003; Yalıtırak vd., 2012) (Şekil 1a).



Şekil 1. a) Türkiye ve yakın çevresinin neotektonik yapısı içinde Fethiye – Burdur Fay Zonu (Barka vd., 1995; Yağmurlu, 2000; Yalıtırak vd., 2012'den değiştirilerek alınmıştır), b) Fethiye -Burdur Fay Zonu'na ait segmentler (Yağmurlu vd., 2005), c) inceleme alanına ait yer bulduru haritası ve çalışmamızda kullandığımız dereler ve havzalar.

Figure 1. a) Neotectonic structure of Turkey and Fethiye – Burdur Fault Zone modified from (Barka et al. 1995; Yağmurlu, 2000; Yalıtırak et al., 2012), b) Segments of the Fethiye – Burdur Fault Zone (Yağmurlu et al., 2005), c) Location map of the study area and streams with basins used in the study.

FBFZ Batı Anadolu genişleme bölgesi ile Isparta Açısı'nın batı kanadı arasındaki sınırı oluşturur (Barka vd., 1995; Barka ve Reilinger, 1997). Güneybatıda Fethiye Körfezi'nden başlayıp kuzeydoğuda Afyon Çay'a kadar uzanan fay zonu yaklaşık 310 km uzunluğa ve 15 – 90 km arasında değişen genişliğe sahiptir (Dumont vd., 1979; Yağmurlu, 2000; Elitez ve Yaltırak, 2014; Hall vd., 2014) (Şekil 1a). Birbirine az çok paralel sol yönlü doğrultu atım bileşenli oblik ve normal faylardan oluşan FBFZ'nun genişliği kuzeydoğudan güneybatıya doğru gittikçe artmaktadır (Hall vd., 2014). Farklı çalışmacılar tarafından farklı bölgeleri çalışılan bu fay zonu Burdur Fethiye Fayı, Fethiye Burdur Fay Zonu, Burdur Fethiye Makaslama Zonu (Dumont vd., 1979; Taymaz ve Price, 1992; Karaman, 1994; Barka vd., 1995; Eyidoğan ve Barka, 1996; Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu vd., 1997; Ten Veen, 2004; Bozcu vd., 2007; Hall vd., 2009; Elitez ve Yaltırak, 2014) gibi farklı isimler altında incelenmiştir. Bazı araştırmacılar FBFZ'nun Kıbrıs Yayı ile Ege Yayı arasındaki sınırı oluşturan Pliny-Strabo Fayının kuzeydoğuya doğru devam ettiğini ve tek bir fay zonundan oluşmadığını belirtirken (Hall vd., 2014; Elitez vd., 2015, 2016, 2017), bazı çalışmacılar ise sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip bu fay zonunun varlığını sorgulamaktadır (Kaymakci vd., 2014, 2017, 2018; Özkaptan vd., 2014; Alçıçek, 2015). Özkaptan vd., (2018)'e göre FBFZ egemen olarak KB-GD yönelimli genişlemeli rejim altında KD-GB doğrultulu normal faylardan oluşmuştur. Doğrultu atım bileşen gösteren normal faylar ise Burdur ve Çameli havzalarının gelişmesini sağlayan transfer faylar olarak yorumlanmıştır. Sol yanallı KD-GB doğrultulu bir deformasyon kuşağı özelliğindeki fay zonu KB-GD faylar ile kesilerek sınırlandırılmış ve kimi araştırmacılar tarafından segmentlere veya bölümlere ayrılmıştır (Yağmurlu vd., 2005; Aksoy ve Aksarı 2016; Özkaptan vd., 2018). Yağmurlu vd., (2005)'e göre bu segmentler GB'dan KD'ya doğru Fethiye segmenti, Gölhisar

segmenti, Tefenni segmenti ve Burdur segmentidir (Şekil 1b).

Diğer metodların yanısıra son yıllarda fayların ve aktivitelerinin jeomorfolojik indisler ile incelenmesi de gittikçe yaygınlaşmaktadır (Silva vd., 2003; El Hamdouni vd., 2008; Dehbozorgi vd., 2010; Mahmood ve Gloaguen, 2012; Sarp ve Düzgün, 2012; Yıldırım, 2014; Özkaymak, 2015; Köle, 2016; Cheng vd., 2018; Yazıcı vd., 2018). Bir bölgenin morfolojisi tektonik hareketlere, kayaçların litolojik özelliklerine, bölgenin iklim koşullarına ve zaman gibi diğer faktörlere bağlı olarak şekillenmektedir (Hack, 1973; Kirby ve Whipple, 2012; Keller ve Pinter, 2002; Duvall vd., 2004; Molin vd., 2004; Whipple, 2004; VanLaningham vd., 2006; Gürbüz vd., 2015). Bu çalışmada da morfometrik indisler kullanılarak üzerinde oldukça tartışma bulunan FBFZ'nun KD kesiminin (Şekil 1b ve c) aktivitesi irdelenmiştir. Segment bariz jeolojik ve morfolojik belirginlikler gösterir ve genç fay aktivitesini yansıtan özelliklere sahiptir. Bölgenin coğrafik hatları genellikle KD-GB yönünde uzanan yükseltiler ve bunlar arasında yer alan vadiler şeklindedir. Bu morfolojik yapı içerisinde bölgenin en alçak kısmı Burdur Gölü Havzasıdır. Türkiye'nin 7. Büyük gölü olan KD-GB uzanımlı Burdur Gölü 153 km² lik bir alana sahip olup 842,87m rakımlıdır. İnceleme alanının GB' sını da ise 4 m derinliğinde ve 16 km genişliğinde Yarışlı Gölü bulunmaktadır. Bölgede bulunan akarsular göllere doğru bir akış göstermekte ve bölgenin morfolojik özelliklerini etkilemektedir. Morfolojik yapının yanı sıra Burdur Havzası güneydoğudan KD-GB uzanımlı Burdur ve Karacaören fayları, kuzeybatıdan ise Karakent Fayıyla sınırlandırılmıştır. Ayrıca bu fayları dik bir şekilde kesen KB – GD uzanımlı Karaçal Fayı'da bölgenin önemli tektonik yapılarındandır.

Bölgenin tektonik aktivitesini ortaya çıkarmada, ayrıntılı jeolojik incelemelerin yanı sıra jeomorfolojik özelliklerinin de incelenmesi yararlı olacaktır. Bu amaç doğrultusunda bölgenin

Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) oluşturulmuş ve modelden elde edilen sonuçlar ile inceleme alanına ait Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (SLK), Asimetri Faktörü (Af), Topografi Simetri Faktörü (T), Dağ Yamacı Kıvrım indisi (Smf), Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı indisi (Vf) ve Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (Iat) hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar arazi gözlemleri ile beraber yorumlanmıştır.

JEOLJİK ÖZELLİKLER

Çalışma alanının temel kayaçlarını Likya Naplarına ait birimler (Graciansky, 1972; Poisson, 1977) oluşturmaktadır. Alanın görünür temelini çoğu serpantinleşmiş ofiyolitik kayaçlar ve bu topluluk içerisinde haritalanabilir kireçtaşı bloklarından yapıları Kızılcaadağ Ofiyolitik Melanjı (Poisson, 1977; Şenel vd., 1989; Şenel ve Bölükbaşı, 1997; Moix vd., 2013; Coşkun, 2017) oluşturmaktadır. Çalışma alanının batı ve güneybatısında geniş alan kaplayan birim, Karakent, Aşağı Müslümler Köyü'nün batısında, Yarıklı Gölü'nün çevresinde, Hacılar Köyü'nün doğusunda ve Karacaören Köyü'nün güneydoğusunda mostra vermektedir (Şekil 2) (Coşkun, 2017; Coşkun ve Aksoy, 2017). Kızılcaadağ Ofiyolitik Melanjı serpantin, peridotit, amfibolit, gabro, bazalt, spilit, piroklastikler ve kumlu – killi çökellerden yapıları matriks içindeki haritalanabilir boyutlara varan kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Birim üstten Taşkesiği Formasyonu tarafından bindirme ile örtülmüştür. Taşkesiği Formasyonu'nun gözlenmediği yerlerde ise, Burdur Formasyonu tarafından açılı bir uyumsuzlukla örtülür. Birimin yaşı daha önce yapılan çalışmalara göre Geç Kretase olarak belirlenmiştir (Poisson, 1977; Erakman vd., 1982; Şenel vd., 1989). Bu birim üzerine tektonik olarak Geç Triyas - Erken Jura

yaşlı Taşkesiği Formasyonu (Şenel vd., 1989) gelmektedir. Taşkesiği Formasyonu inceleme alanının güneybatı kesiminde genelde Burdur ve Yarıklı Gölü havzalarının kenar kesimlerinde yaygınlık sunmaktadır (Şekil 2). Formasyonun esas litolojisini kalın tabakalı, yer yer masif yapıları, gri, pembemsi gri, kirli beyaz renkli kristalize kireçtaşları oluşturur. Kireçtaşları içinde bol megaladon, az miktarda alg, gastropod ve lamelli izlerine rastlanmıştır. Taşkesiği Formasyonu, altta Kızılcaadağ Ofiyolitik Melanjı üzerine bindirmekte, üstten ise Geç Miyosen –Pliyosen yaşlı Burdur Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Fosil buluntularına göre Geç Triyas - Erken Jura yaşlıdır (Poisson, 1977; Karaman, 1986; Şenel vd., 1989).

İnceleme alanının diğer bir kayaç topluluğunu temel kayaçlarını açılı uyumsuz olarak üstleyen Miyosen – Kuvaterner yaşlı örtü birimleri oluşturmaktadır. Örtü kayaçlarının ilk birimini Burdur Formasyonu (Karaman, 1986; Bozcu vd., 2007), inceleme alanının güneydoğusunda Burdur Fayına paralel olarak KD-GB gidişli olarak Suludere, Akyaka, Karaçal, Boğaziçi, İğdeli ve Soğanlı köyleri çevresinde geniş alanlarda mostra verir. Burdur Formasyonu genelde kirli beyaz, krem, sarı ve bej renkli kireçtaşı, marn, kıltaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Alt düzeylerde kirli beyaz, gri, yeşilimsi gri renkli kıltaşı ile başlar ve üste doğru kirli beyaz, gri renkli, ince tabakalı marnlarla devam eder. Formasyon içinde marnların üzerine karbonat oranının artması ile gri renkli killi kireçtaşları ve kirli beyaz, krem bej renkli orta kalın tabakalı gözenekli kireçtaşları gelir. En üstte ise, kırmızı, kahverenkli kıltaşı, kumtaşı ve konglomera tabakaları bulunur. Tabanda Likya Naplarını açılı uyumsuz olarak örten Burdur Formasyonu üstten Tefenni Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Karacaören Fayı (Coşkuner, 2017; Coşkuner ve Aksoy, 2017), kuzeybatıdan sınırlayan Karakent Fayı (Emre vd., 2011) ve bunları dik bir şekilde kesen KB-GD uzanımlı Karaçal Fayı (Yağmurlu vd., 2005; Aksarı, 2016; Coşkuner, 2017, Coşkuner ve Aksoy, 2017) inceleme alanının en önemli tektonik unsurlarını oluşturmaktadır. İnceleme alanında yaklaşık 27 km uzunluk sunan KD-GB gidişli Burdur Fayı, Burdur Havzası'nın güneydoğu kenarını sınırlar. Güneydoğuda Karaçal Köyü'nün 5 km güneyinden başlayıp kuzeydoğuda Burdur şehir merkezine doğru uzanan sol yönlü doğrultu atım bileşenli normal bir faydır. Burdur Fayı KD ve GB kesimlerinde temel birimleri keserken orta kesimde ise Burdur Formasyonu ile güncel birimler arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Karakent Fayı güneyde Yarışlı Gölü'nden başlayıp kuzeyde Karakent kuzeydoğusuna kadar uzanmaktadır ve yaklaşık 19 km uzunluğa sahiptir. KD-GB gidişli ve GD'ya eğimli sol yanal bileşene sahip normal bir faydır. Karakent Fayı temel birimler ile alüvyonlar arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Burdur Havzası'nın GD ucunda bulunan Karacaören Fayı, inceleme alanı içinde Soğanlı Köyü güneyinden başlayıp güneybatıda Karacaören güneyine kadar uzanır. KD-GB doğrultusunda uzanan fay sol yönlü yan atımlı normal bir faydır ve yaklaşık 9 km uzunluğa sahiptir. Karacaören Fayı Taşkesiği Formasyonu ile Burdur Formasyonu arasında bir sınır hattı olarak gözlenmektedir. İnceleme alanı içinde de Fethiye Burdur Fay Zonu'nun diğer kesimlerinde olduğu gibi (Yağmurlu vd., 2005; Aksoy ve Aksarı, 2016; Coşkuner, 2017; Coşkuner ve Aksoy, 2017) zonun genel gidişine aykırı gelişmiş KB-GD gidişli normal faylar bulunmaktadır. Bunlardan Karaçal Fayı, Karaçal Köyü kuzeyinde yaklaşık 7 km uzunluğunda, GB'ya eğimli normal bir faydır. Karaçal Fayı, Likya Napları ile Burdur ve Tefenni formasyonlarını karşı karşıya getirmiştir. Çalışma alanında daha önce tanımlanan harita ölçeğindeki fayların dışında Yarışlı Gölü ve çevresinde de daha küçük ölçekli faylar bulunmaktadır. Bu faylar

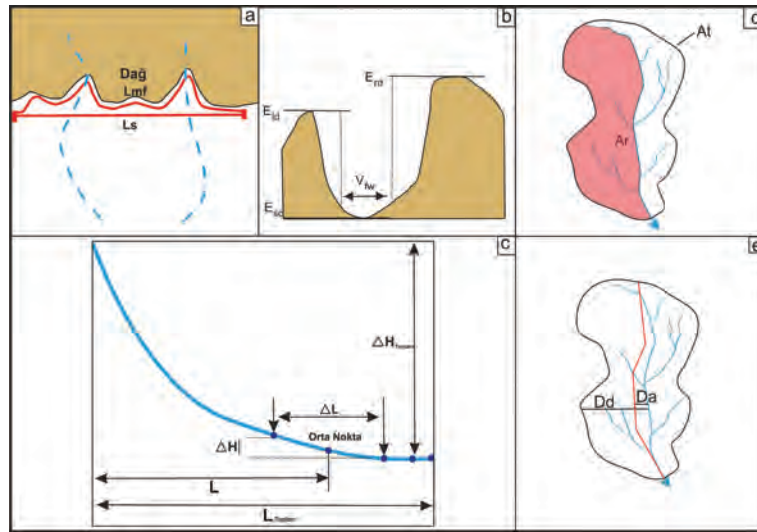
temel birimler ile güncel birimler arasındaki sınırı oluşturmakta ve Yarışlı Gölü'nü çevrelemektedir (Şekil 2).

Tektonik açıdan oldukça aktif olan FBFZ tarihsel ve aletsel dönem içerisinde birçok deprem oluşturmuş ve bu depremler sonucunda bölgede ciddi can ve mal kayıpları yaşanmıştır. Aletsel dönem içinde oluşan 1914 Burdur (M=7.1), 1957 Fethiye (M=7.1), 1964 Tefenni (M=5.7) ve 1971 Burdur (M=6.2) (Kandilli rasathanesi) depremleri fay zonu üzerindeki orta ve büyük magnitüdü depremlere örnektir. İnceleme alanında Kandilli Rasathanesi verilerine göre aletsel dönem içerisinde magnitüdü 4'ten büyük olan depremlerin odak noktaları (Şekil 2) gösterilmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada yörenin tektonik aktivitesini jeomorfolojik indisler ile belirlemek amacıyla Dağ Yamacı Eğriliği indisi (Smf), Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı indisi (Vf), Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (SLK), Asimetri Faktörü (AF), Topoğrafya Simetri Faktörü (T) (Şekil 3) ve Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (Iat) gibi indisler hesaplanmıştır.

Çalışmalarda bölgeye ait 1/25.000 ölçekli topografik haritaların ArcGIS 10.0 ortamında sayısallaştırılması ile elde edilen 10 metre çözünürlüklü SYM (Sayısal Yükseklik Modeli) kullanılmıştır. Oluşturulan SYM ile inceleme alanına ait drenaj ağları ve havza sınırları ArcGIS programı bünyesindeki, ArcHydro Tools kullanılarak belirlenmiştir (Şekil 1c). Farklı bölgelerin tektonik aktivitesini karşılaştırmak için, ortalama SLK ve Vf değerleri kullanılarak her bir havzaya ait Iat değerleri hesaplanmıştır. Ayrıca çalışma alanındaki ana fay kollarına bağlı olarak bölge 3 alt alana ayrılmış ve bu alt alanlarda ortalama SLK, Vf ve Smf değerlerine göre hesaplanan Iat değerleri ile fay kollarının göreceli tektonik aktivitesi incelenmiştir.



Şekil 3. Bu çalışmada kullanılan jeomorfolojik indisler (Bull ve McFadden, 1977; Cheng vd., 2018)'den değiştirilerek alınmıştır. a) Dağ Yamacı Eğrilik indisi (Smf), b) Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı indisi (Vf), c) Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (SLK), d) Asimetri Faktörü (AF), e) Topografi Simetri Faktörü (T) (e).

Figure 3. Geomorphic indices applied in this study modified from (Bull and McFadden, 1977; Cheng et al. 2018). a) Mountain-Front Sinuosity (Smf), b) Valley Floor Width-To-Height (Vf), c) Normalized Stream Length-Gradient (SLK), d) Asymmetry Factor (AF), e) Topographic Symmetry Factor (T).

Dağ Yamacı Eğriliği İndisi (Mountain-Front Sinuosity - Smf)

Dağ yamacının morfolojik özelliklerini belirlemede ilk kez Bull (1978) tarafından kullanılmış ve eşitlik (1) deki gibi ifade edilmiştir (Şekil 3a). Bu indeks dağ yamacının morfolojik özelliklerini kullanarak yamacın tektonik aktivitelerden etkilenip etkilenmediği hakkında bilgi vermektedir. Dağ yamacının erozyonal olması durumunda sinüzoidal bir görünüme sahip olacağı düşünülürken tektonik aktivitelerden etkilenmesi durumunda daha düz bir görüntüye sahip olacağı fikrini esas almıştır.

$$Smf = Lmf/Ls \quad (1)$$

Smf: Dağ yamacı eğriliği indisi,

Lmf: Dağ yamacı eğriliğinin uzunluğu,

Ls: Dağ yamacının düz uzunluğu.

Elde edilen Smf değerlerinin düşük olması dağ yamacının tektonik aktivitesinin daha fazla olduğunu, yüksek olması ise dağ yamacının erozyonal olaylardan daha fazla etkilendiğini göstermektedir. Bull ve Mcfadden, (1977) Smf değerlerini bölgelerin tektonik aktivitesine göre sınıflamıştır. Buna göre Smf değeri 1,4' ten az ise Sınıf-1 (tektonik aktivitenin yüksek olduğu bölge), 1,4-3 arasında ise Sınıf-2 (tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu bölge), 3 ten büyük ise Sınıf-3 (tektonik aktivitenin az olduğu bölge) grubuna düşmektedir.

Bu çalışmada Smf indisi SYM kullanılarak belirlenmiştir. SYM belirli yüksekliklere ayrılacak şekilde sınıflandırılmış ve dağ yamaçlarını temsil edecek kırılma (keskin değişim) hatları belirlenerek çizilmiştir. Bu hatlardan ArcGIS 10.0. "measure tools" kullanılarak Lmf ve Ls değerleri ölçülmüş ve Smf indisleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar eş yükseklik eğrilerinin kullanılması

ile belirlenen Smf değerleri ile karşılaştırılarak sağlanması yapılmıştır. Smf değerleri kullanarak havzamızı sınırlayan yükseltilerin tektonizma ile olan ilişkisi incelenmiş ve farklı bölgelerin göreceli tektonik aktivitesi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı İndisi (*Ratio of Valley-Floor Width to Valley Height - Vf*)

Vf indisi (Bull ve Mcfadden, 1977; Bull, 1978) tarafından vadilerin “V” veya “U” şekilli vadiler olarak ayırmak için kullanılmış ve eşitlik (2) deki gibi ifade edilmiştir (Şekil 3b). Yüksek Vf değerleri geniş vadi tabanına sahip tektonik aktivitenin az olduğu “U” şekilli vadileri temsil ederken düşük Vf değerleri ise tektonik aktivitenin yüksek olduğu “V” şekilli vadileri temsil etmektedir (Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002). Vadilerin farklı kesimlerinde hesaplanan Vf değerleri oldukça değişim sunmaktadır. Bu nedenle değişik akarsu kanallarını birbirleri ile karşılaştırmak için, Vf değerlerinin kanal ağzından belirli mesafelerde hesaplanması daha doğru sonuç vermektedir (Ramírez-Herrera, 1998; Silva vd., 2003; Mahmood ve Gloaguen, 2012; Cheng vd., 2018).

$$Vf = 2Vfw / ((Eld - Esc) + (Erd - Esc)) \quad (2)$$

Vf: Vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı,

Vfw: Vadi tabanı genişliği,

Eld: Vadinin sol üst sınır yüksekliği,

Erd: Vadinin sağ üst sınır yüksekliği,

Esc: Vadi Tabanının yüksekliği.

Farklı araştırmacılar (Silva vd., 2003; El Hamdouni vd., 2008; Dehbozorgi vd., 2010; Köle, 2016; Mahmood ve Gloaguen, 2012) yaptıkları çalışmalar sonucunda elde ettikleri indislere göre Vf değerlerini 3 sınıfa ayırmıştır. Vf indisi 0,5 ten düşük ise Sınıf-1 tektonik aktivitenin fazla olduğu, Vf indisi 1 ile 0,5 arasında ise Sınıf-2 tektonik

aktivitenin orta seviyede olduğu ve Vf değeri 1’den fazla ise Sınıf-3 düşük seviyede tektonik aktivitenin olduğu vadiler olarak yorumlanmıştır.

Bu çalışmada Vf değerleri ana kanal ağzılarından başlamak üzere 1’er km aralıklarla hesaplanmıştır. Ayrıca arazi gözlemleri (Coşkun, 2017) ile belirlenen fayları kesen yan kollardan da aynı şekilde Vf değerleri bulunmuştur. Değerler SYM’den ArcGIS 10.0. programıyla vadilerin topografik profilleri oluşturulmasıyla elde edilmiştir. Bu sayede gerek havzadaki vadilerin genel yapısı ortaya konmaya çalışılmış gerekse bu vadilerin tektonizma ile olan ilişkisi incelenmiştir.

Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (*Normalized Stream Length – Gradient Index - SLK*)

Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (SL) indeksi ilk kez Hack (1973) tarafından tanımlanmış ve bir akarsu boyunca yatak eğimindeki değişiklikleri ortaya çıkarmak için kullanılmakta olup eşitlik (3) teki gibi ifade edilmiştir (Şekil 3c).

$$SL = \Delta H / \Delta L * L \quad (3)$$

SL: Akarsu uzunluk – eğri indisi,

ΔH : İndisin hesaplandığı yerin yükseklik değişimi,

ΔL : İndisin hesaplandığı yerin uzunluğu,

L: İndisin hesaplandığı yerin orta noktasının akarsuyun başlangıç yerine olan mesafesi.

SL değeri akarsu yatağını oluşturan kayaların litolojisinden, bölgenin iklimden ve tektonizmasına kadar birçok olaydan etkilenir (Hack, 1973; Brookfield, 1998; Azor vd., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Font vd., 2010; Gao vd., 2013; Ntokos vd., 2016). Fakat SL değeri büyük oranda akarsu yatağının uzunluğuna bağlı olarak değişmekte bu da farklı uzunluğa sahip akarsu yataklarını karşılaştırmakta sorunlar ortaya çıkarabilmektedir. Bu nedenden dolayı araştırmacılar (Seeber ve Gornitz, 1983; Chen

vd., 2003; Pérez-Peña vd., 2009; Wu vd., 2014), tarafından "K" olarak tanımlanan normalleştirme faktörü kullanılarak SL indeksi normalleştirilecek ve SLK (Normalized Stream Length – Gradient Index) değeri eşitlik (4) teki gibi ifade edilecektir (Şekil 3c). SLK indisini tektonizma dışında etkileyecek litoloji, iklim vb. etmenler elimine edildiğinde değerin yüksek çıkması tektonik aktivitenin yüksek olduğunu, değerin düşük çıkması ise tektonik aktivitenin düşük olduğunu göstergesidir.

$$SLK = SL/K \quad (4)$$

$$K = H_{\text{toplaml}} / \ln L_{\text{toplaml}}$$

K: Normalleştirme faktörü

H_{toplaml} : Akarsu yüksekliğindeki toplam değişiklik,

L_{toplaml} : Toplam akarsu uzunluğu.

Yapılan çalışmalarda elde edilen SLK değerleri kendi içinde 3 sınıfa ayrılmıştır (Pérez-Peña vd., 2009; Cheng vd., 2018) SLK değeri 3,7 den büyük ise Sınıf 1- yüksek tektonik aktiviteli bölge, 2,5 - 3,7 arası Sınıf 2- orta tektonik aktiviteli bölge ve 2,5 tan küçük Sınıf 3- düşük tektonik aktiviteli bölge olarak tanımlanmıştır.

Bu çalışmada SLK indislerini belirlemek için SYM kullanılmıştır. ArcHydro Tools ile SYM'den belirlenen drenaj ağlarına ait akarsu profilleri oluşturulmuş ve bunlardan SL değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan SL değerlerine ait profiller çizilmiş ve akarsu profillerinden hesaplanan K değerlerine bölünerek SLK değeri elde edilmiştir. Elde edilen SLK değerlerine ait ortalamalar hem havza bazlı hem de fayların göreceli tektonik aktivitesini ortaya çıkarmada kullanılmıştır.

Asimetri Faktörü (*Asymmetry Factor - AF*)

Asimetri Faktörü (AF) bir bölgede tektonik yükselime veya bölgenin litolojisine bağlı olarak gelişen asimetrinin olup olmadığını belirlemek

amacıyla yaygın bir şekilde kullanılır. (Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002) ve eşitlik (5) teki gibi ifade edilir (Şekil 3d). Havzada herhangi bir yükselimin olmadığı durumlarda AF değeri 50 ye yaklaşır ve havzanın simetrik bir özellik gösterdiğini ifade eder. Fakat havzanın tektonik olarak aktif olması veya litoloji farklılığı gibi durumlarda bu değer 50 den farklılaşır ve havzanın asimetrik bir yapı kazandığını belirtir.

$$AF = (A_r/A_t) * 100 \quad (5)$$

AF: Asimetri faktörü,

A_r : Dere akış yönüne göre havzanın sağ tarafında kalan alan,

A_t : Havzanın toplam alanı

Yapılan çalışmalarda (Bagha vd., 2014; Cheng vd., 2018; Dehbozorgi vd., 2010; El Hamdouni vd., 2008; Köle, 2016; Selim vd., 2013; Xue vd., 2017) AF değerleri 3 sınıfa ayrılmıştır. Buna göre AF indisini mutlak değer içinde 50'den çıkardığımızda sonuç 15 ve daha fazla ise Sınıf-1 tektonik aktivitenin yüksek olduğu ve yüksek oranda eğimlendiği (tilt) bölge, 7 ile 15 arasında ise Sınıf-2 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu ve orta seviyede eğimlendiği bölge, 7'den küçük ise Sınıf-3 tektonik aktivitenin az olduğu ve düşük derecede eğimlendiği bölge olarak yorumlanır.

Bu çalışmada Burdur Havzası'nın çalışma alanı içerisinde kalan kesimi için AF indisi hesaplanmıştır. Bu sayede havzayı sınırlandıran Burdur ve Karakent faylarının havza üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Bu amaç doğrultusunda ArcHydro Tools ile havza sınırları belirlenmiş ve ArcGIS 10.0. ile havzanın alanı ve dere akış yönünün sağ tarafında kalan alan hesaplanarak AF değeri elde edilmiştir.

Topografi simetri faktörü (*Topographic Symmetry Factor - T*)

İlk kez Cox (1994) tarafından havza asimetrisini değerlendirmek için kullanılan diğer bir yöntem

olarak belirlenmiş ve eşitlik (6) daki gibi ifade edilmiştir (Şekil 3e). 0 ile 1 arasında değişim gösteren T değeri asimetrinin artması ile beraber 1'e yaklaşırken asimetrinin azalması ile beraber değer 0'a yaklaşır. Bu sayede inceleme alanında hangi bölgenin daha fazla asimetriye sahip olduğu ortaya çıkar. Bu asimetri bölgenin tektonik aktivitelerden dolayı yükseldiğini veya bölgedeki litoloji farklılığına göre bölgenin asimetri kazandığını belirtir.

$$T = D_a / D_d \quad (6)$$

T: Topografi simetri faktörü,

D_a : Havzanın orta çizgisinin drenaj orta çizgisine olan uzaklığı,

D_d : Havzanın orta çizgisinin havza ayırım çizgisine olan uzaklığı.

Burdur Havzası'na ait simetrisinin havzanın neresinde daha az neresinde daha fazla olduğunu belirlemek için bu yöntem kullanılmıştır. ArcGIS 10.0 programı ile birlikte kullanılan Polygon_to_Centerline (Dilts, 2015) modülü kullanılarak havzanın orta çizgisi ortaya çıkarılmış ve havzanın GB-KD doğrultusu boyunca 1,5 km aralıklar ile T değeri hesaplanmıştır.

Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (*Index Of Relative Active Tectonics-Iat*)

Güncel tektonik aktiviteyi göstermek ve bölgeler arası tektonik aktiviteyi kıyaslamak için kullanılmakta ve eşitlik (8) deki gibi ifade edilmektedir (Bull ve Mcfadden, 1977). Önceki çalışmacılar elde ettikleri farklı bölgelerde buldukları benzer indisleri bir araya getirerek hangi bölgenin daha fazla tektonik aktiviteye sahip olduğunu belirlemek için bu indisi kullanmışlardır.

$$Iat = S/n \quad (8)$$

Iat: Göreceli Aktif Tektonik İndeksi,

S: Her bir indisten elde edilen sınıfsal değer,

n: Kullanılan indis sayısı.

El Hamdouni vd., (2008) ve Cheng vd., (2018) elde ettikleri bu değeri 4 sınıfa değerlendirmişlerdir. Buna göre değer 1-1,5 arasında ise Sınıf-1 tektonik aktivitenin çok fazla olduğu bölge, 1,5 ile 2 arasında ise Sınıf-2 tektonik aktivitenin yüksek olduğu bölge, 2-2,5 arasında ise Sınıf-3 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu bölge, 2,5 ile 3 arasında ise Sınıf-4 tektonik aktivitenin az olduğu bölge olarak belirlenmiştir.

Hesaplanan Iat indisi havzaların ve alt alanların tektonik aktivitelerini kıyaslamak için kullanılmıştır. Bu amaçla Iat indisi havzalarda ortalama SLK ve Vf ve alt alanlarda ortalama SLK, Vf ve Smf değerleri ile oluşturulmuştur.

JEOMORFİK İNDİS ANALİZLERİ

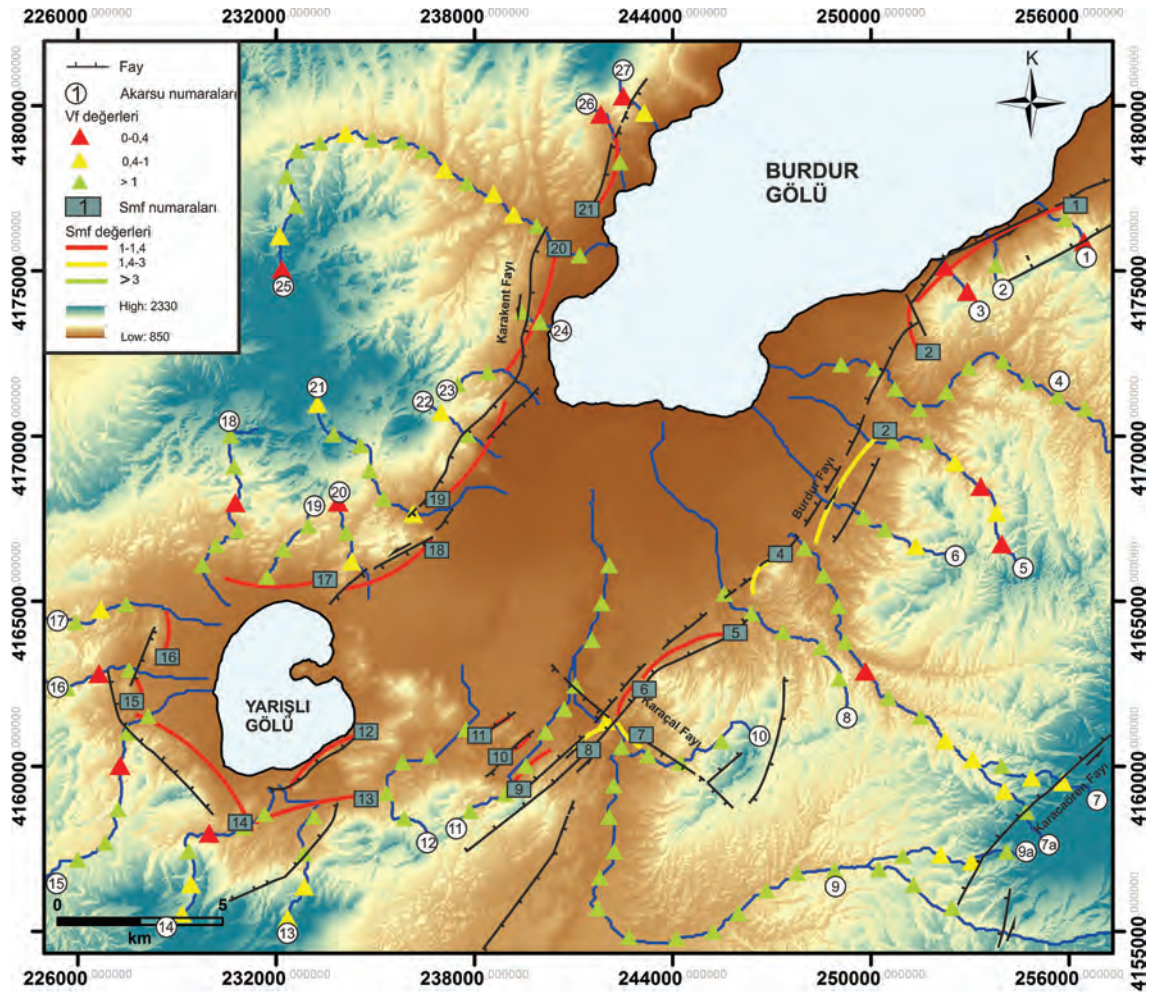
İnceleme alanında faylar tarafından kesilen dağ yamaçlarından Smf değerleri, Burdur Havzası'nın inceleme alanı içerisinde kalan alanlarda ise AF ve T değerleri hesaplanmıştır. Ayrıca morfometrik analizler yapmak için yöre 27 havzaya ayrılmış ve bu havzaya ait ana kanallar gösterilmiştir (Şekil 1c). Bu havzalara ait ana kollardan ve arazi çalışmalarında belirlenen fayları (Coşkun, 2017, Coşkun ve Aksoy 2017) kesen yan kollardan SLK ve Vf değerleri hesaplanmıştır.

Dağ Yamacı Eğriliği İndisi (*Mountain-Front Sinuosity - Smf*)

İnceleme alanında havzaları sınırlayan dağlardan 21 adet Smf değeri hesaplanmıştır (Şekil 4). Hesaplanan bu Smf değerlerinden 1-2-3-4-5-6-8-9-10 ve 11 numaralı Smf değerleri Burdur Fayı'na, 7 numaralı Smf değeri Karaçal Fayı'na, 18-19-20 ve 21 numaralı Smf değerleri Karakent Fayı'na, 12-13-14-15 ve 16 numaralı Smf değerleri ise Yarışlı Gölü etrafındaki faylara aittir (Çizelge 1). En yüksek Smf değeri 1,66 ile Burdur Fayı üzerinde bulunan 3 numaralı Smf değeri iken en düşük Smf değeri 1,02 ile ana Burdur Fayı'na paralel bir fay bölümüne düşmektedir. Oldukça

aktif olan Burdur Fayı üzerindeki 3 numaralı Smf değerinin fayın diğer kesimlerindeki değerlere göre daha yüksek çıkmasının nedeni büyük bir olasılıkla litolojiye bağlıdır. Bu kesimde Burdur Fayı ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile Miyo-Pliyosen yaşlı dayanımsız kayalardan oluşan Burdur Formasyonu yan yana gelmiştir. En düşük Smf değerleri ise fay boyunca taban bloğunda Mesozoyik Taşkesiği Formasyonu'na ilişkin kireçtaşlarının yaygın olduğu yerde gözlenmektedir. Burdur fayına ait ortalama Smf değeri 1,27 olarak belirlenmiştir. Karaçal Fayındaki Smf değeri ise 1,54 tür. Karakent Fayı'nda en düşük

değer 1,07 ile 18 nolu iken en yüksek değer 1,14 ile 19 nolu kesimde ölçülmüştür. Bu kesimde tüm Smf değerleri tektonik aktivitesi yüksek faylara özgü düşük değerler vermektedir. Ancak en düşük Smf değeri yine Taşkesiği Formasyonu'nun fayı sınırladığı yerde elde edilmiştir. Bu kesimdeki ortalama Smf değeri 1,12 olarak belirlenmiştir. Yarışlı Gölü çevresindeki en yüksek Smf değeri 1,34 ile 14 numaralı en düşük değer ise 1,03 ile 15 numaralı değerdir. Bu kesimdeki en yüksek Smf değeri Ofiyolitik Melanj ile Kuvaterner yaşlı kayaların dokanağında gözlenmiştir. Ortalama Smf değeri ise 1,19 olarak belirlenmiştir.



Şekil 4. İnceleme alanına ait faylar, Smf ve Vf değerleri.

Figure 4. Faults, Smf and Vf values within the study area.

Çizelge 1. İnceleme alanında belirlenen Smf değerleri (Lmf: Dağ yamacı eğriliği uzunluğu; Ls: Dağ yamacı düz uzunluğu; Smf: Dağ yamacı eğriliği indeksi).

Table 1. Smf values within study area. (Lmf: Mountain front length along the foot of the mountain; Ls: The length of the straight line of the mountain front; Smf: Mountain front sinuosity index).

No	Lmf (km)	Ls (km)	Smf
1	6,44	5,34	1,20
2	1,52	1,41	1,07
3	7,23	4,33	1,66
4	2,04	1,4	1,45
5	3,52	3,09	1,13
6	1,43	1,2	1,19
7	1,85	1,2	1,54
8	2	1,39	1,43
9	1,75	1,62	1,08
10	0,85	0,78	1,08
11	1,06	1,03	1,02
12	2,49	2,24	1,11
13	2,89	2,5	1,15
14	7,2	5,35	1,34
15	1,13	1,09	1,03
16	1,84	1,61	1,14
17	3,96	3,08	1,28
18	3,31	3,09	1,07
19	3,71	3,24	1,14
20	5,18	4,6	1,12
21	2,52	2,27	1,11

Ortalama Smf değerlerine göre inceleme alanındaki Burdur, Karakent ve Yarışlı Gölü etrafındaki faylar Sınıf-1 grubu değerleri içerisinde düşmekte olup, bölgenin tektonik olarak yüksek derecede aktif olduğunu göstermektedir. En düşük ortalama Smf değeri ise 1,12 ile Karakent Fayı'nın olduğu bölümde elde edilmiştir. Ancak Burdur Fayı'nın yüksek Smf değerleri elde edilen ve büyük bir olasılıkla litolojik farklılıktan kaynaklanan 3,4 ve 8 nolu değerler hariç tutulduğunda Burdur,

Karakent ve Yarışlı Gölü etrafındaki faylara ait Smf değerleri yaklaşık aynı değeri vermektedir. Diğer bir deyişle ortalama Smf değerlerine göre faylar aynı tektonik aktiviteye sahiptirler. Karaçal Fayı'ndaki yüksek Smf değeri ise bu fayın diğer faylara göre tektonik aktivitesinin daha düşük olmasından kaynaklanmış olmalıdır.

Vadi Taban Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı İndisi (Ratio of Valley-Floor Width to Valley Height - Vf)

İnceleme alanını çevreleyen 27 adet havzadan 27 adet ana ve 2 adet yankola ait Vf indisleri hesaplanmıştır (Şekil 4). 27 adet havzaya ait en düşük ortalama Vf değeri 0,28 ile 3 numaralı havzadan, en yüksek ortalama Vf değeri 10,85 ile 9 numaralı havzadan elde edilmiştir (Çizelge 2). En düşük değerlerin elde edildiği 3 numaralı havza Burdur Fayı'nın KD kesimindedir ve vadi ofiyolitik melanj içerisinde gelişmiştir. Yine 27 numaralı havzada Karakent Fayı'nın KD kesiminde ofiyolitik melanj içerisinde bulunmaktadır. En yüksek değerlerin yer aldığı 9 numaralı havza da kolaylıkla erozyona uğryabilen Burdur Formasyonu ve tutturulmamış güncel alüvyonlar yaygınlık sunmaktadır. Benzer yüksek değerler 4 nolu (5,94), 6 nolu (4,71), 11 nolu (4,33) 12 nolu (4,77) ve 26 nolu (4,63) havzalarda da gözlenmektedir. İnceleme alanındaki bireysel akarsu kanallarına ait Vf değerleri incelendiğinde 5, 7, 14, 15, 16 ve 18 numaralı vadiler “U” dan “V” şekilli vadilere geçiş göstermektedir. 15 ve 16 numaralı ana kanallarındaki bu değişim direk fayın kestiği yerlerde 14 numaralı ana kanaldaki değişim ise fayın yakın çevresinde bulunmakta ve bize tektonizmanın vadi şekilleri üzerindeki etkisini göstermektedir. Diğer kanallardaki değişim ise tektonik hareketlerin yanı sıra litoloji ve diğer jeomorfolojik süreçlere bağlı olarak gelişmiş olabilir.

Çizelge 2. Akarsulara göre ortalama Vf, SLK ve Iat değerleri (Ort. Vf.: Ortalama vadi taban genişliği – Vadi yüksekliği oranı indeksi; Ort. SLK: Ortalama normalleştirilmiş akarsu uzunluk – eğri indeksi; Iat: Göreceli aktif tektonik indeksi).

Table 2. Mean Vf, SLK and Iat values according to streams (Ort. Vf.: Mean Vf.-Mean ratio of valley floor width to valley height index; Ort. SLK: Mean SLK-Mean normalized stream length-gradient index; Iat: Index of relative active tectonics).

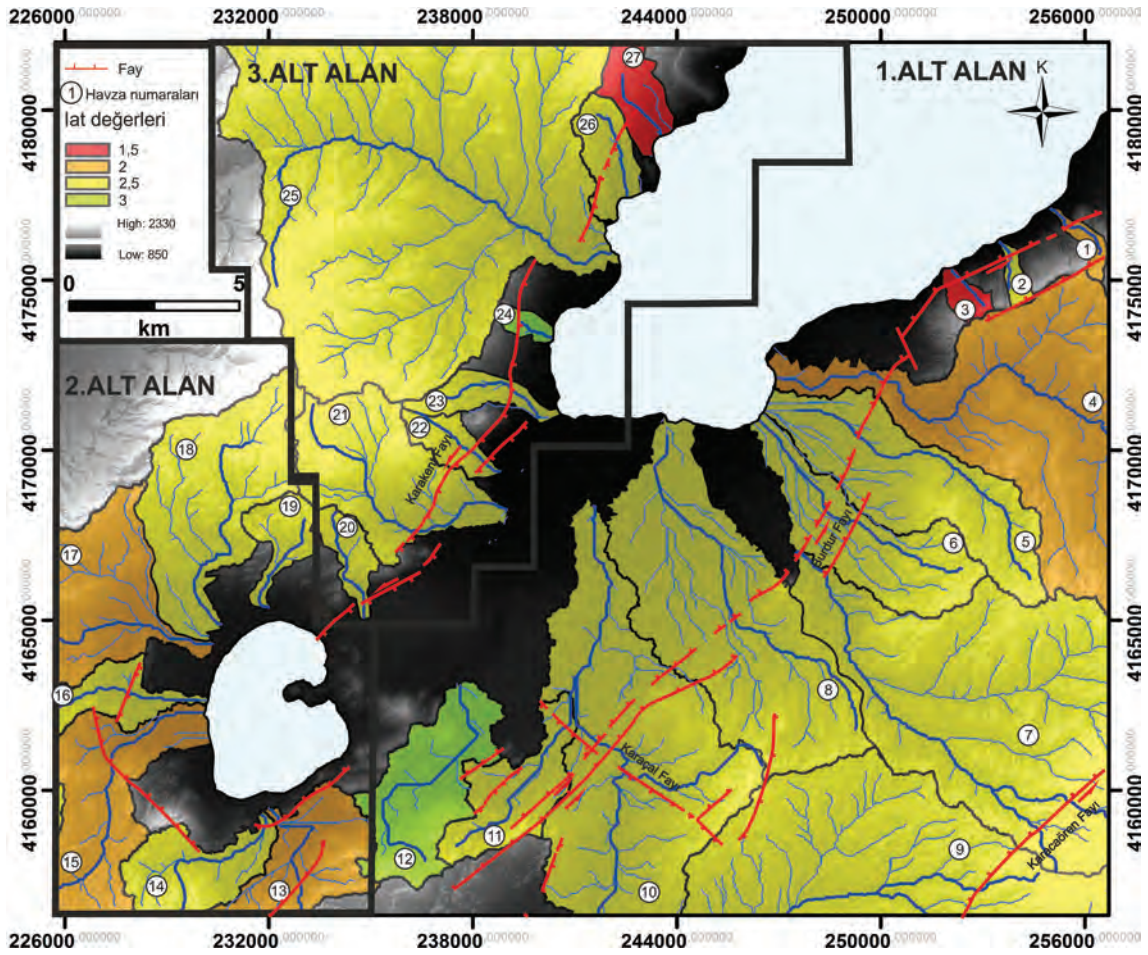
Havza No.	Akarsu No.	Ort. Vf	Ort. SLK	Iat
1	1	1,01	3,98	2 (Sınıf-3)
2	2	1,81	3,64	2,5 (Sınıf-4)
3	3	0,28	3,64	1,5 (Sınıf-2)
4	4	5,94	7,95	2 (Sınıf-3)
5	5	2,25	3,31	2,5 (Sınıf-4)
6	6	4,71	2,69	2,5 (Sınıf-4)
7	7	2,62	2,35	2,5 (Sınıf-4)
8	8	1,17	3,55	2,5 (Sınıf-4)
9	9a	10,85	3,71	2,5 (Sınıf-4)
10	10	1,08	3,05	2,5 (Sınıf-4)
11	11	1,91	3,42	2,5 (Sınıf-4)
12	12	4,33	2,69	2,5 (Sınıf-4)
13	13	4,77	2,45	3 (Sınıf-4)
14	14	3,89	3,8	2 (Sınıf-4)
15	15	3,0	3,58	2,5 (Sınıf-4)
16	16	3,02	4,55	2 (Sınıf-3)
17	17	3,11	2,89	2,5 (Sınıf-4)
18	18	4,16	3,94	2 (Sınıf-3)
19	19	4,1	3,33	2,5 (Sınıf-4)
20	20	3,48	3,31	2,5 (Sınıf-4)
21	21	2,88	3,41	2,5 (Sınıf-4)
22	22	2,37	2,98	2,5 (Sınıf-4)
23	23	1,22	3,49	2,5 (Sınıf-4)
24	24	1,66	3,26	2,5 (Sınıf-4)
25	25	2,78	1,84	3 (Sınıf-4)
26	26	3,56	3,14	2,5 (Sınıf-4)
27	27	4,63	2,92	2,5 (Sınıf-4)
27	27	0,48	3,53	1,5 (Sınıf-2)

Vf değerleri genel olarak incelendiğinde, Burdur Fayı'nın yer aldığı 1.alt alana düşen bölgede (Şekil 5) ortalama Vf değeri 5,20 Yarışlı Gölü çevresindeki 2. alt alanda ortalama Vf değeri 3,51, Karakent Fayı'nın yer aldığı 3. alt alanda ise ortalama Vf değeri 3,13 olarak belirlenmiştir (Çizelge 3). Her üç alt alanda da Vf değerleri Sınıf 3 tektonik aktivitenin düşük olduğu bölgelere has değerler sunmaktadır (Çizelge 3). Ayrıca Burdur Fayı'nın yer aldığı 1.bölgede daha çok Miyosen – Kuvaterner yaşlı kolaylıkla erozyona uğrayabilen birimler yaygınlık sunarken Karakent Fayı'nın geçtiği bölgelerde ofiyolitik melanj ve mesozoyik kireçtaşları yer almaktadır. Burdur Fayı'nın geçtiği 1.alt alandaki Vf değerinin 3. alt alandaki değerlere göre daha yüksek olması büyük bir olasılıkla litolojik faktörlere bağlıdır.

Normalleştirilmiş Akarsu Uzunluk – Eğri İndisi (Normalized Stream Length – Gradient Index - SLK)

İnceleme alanında 27 adet akarsuya ait SL indeksleri hesaplanarak profilleri oluşturulmuştur (Şekil 6). Akarsu profillerindeki ani değişimler SL değerlerinde anomalilere neden olmuştur. Bu durum 1, 2, 7a, 11, 14, 15, 16 ve 18 numaralı profillerde bariz bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 6).

Çalışma alanında havzalara ait ana kanalların SL değerlerinin birbirleri ile daha doğru bir şekilde kıyaslanması için, her bir anakanaile ait normalleştirme faktörü (K) hesaplanmış ve bunlardan SLK değerleri saptanmıştır (Şekil 7).



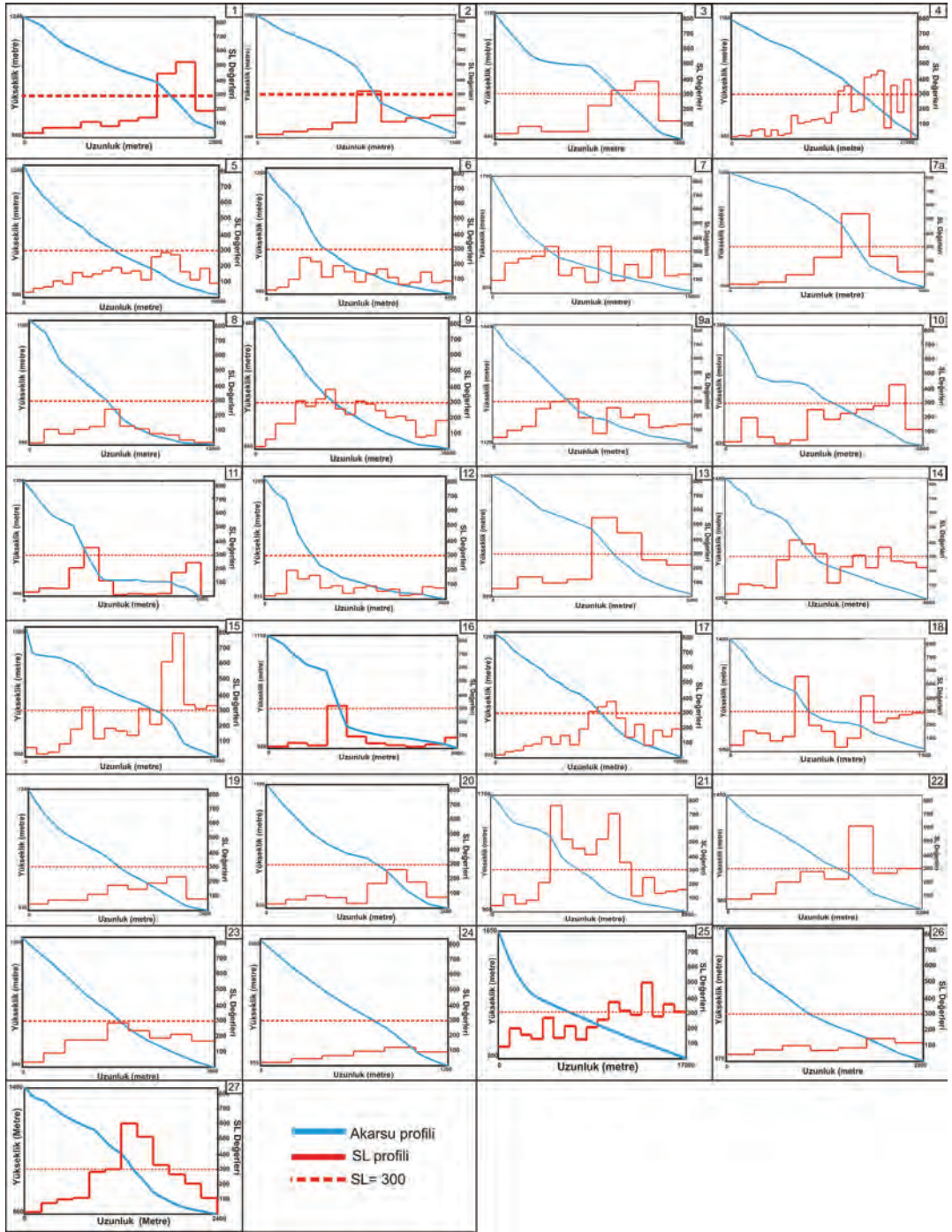
Şekil 5. İnceleme alanında bulunan havzalara ait Iat değerleri ve alt alanlar.

Figure 5. Basins with Iat index and sub areas of study area.

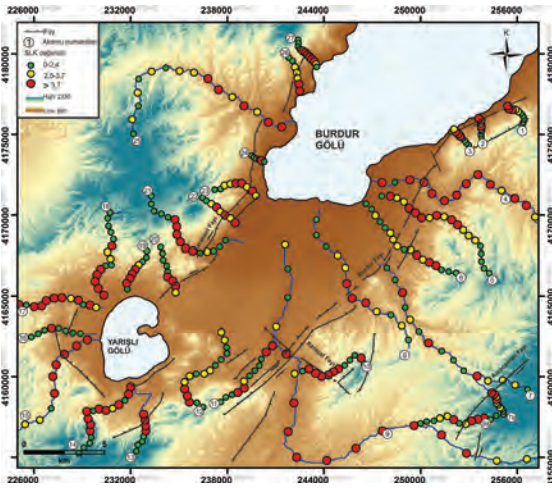
Çizelge 3. İnceleme alanında belirlenen alt alanlara ait ortalama Smf, Vf, SLK değerleri ve bunlardan elde edilen Iat değeri (Ort. Smf: Ortalama dağ yamacı eğriliği indisi; Ort. Vf: Ortalama vadi taban genişliği – vadi yüksekliği oranı indisi; Ort. SLK: ortalama normalize edilmiş akarsu uzunluk – eğri indisi; Iat: Göreceli aktif tektonik indisi).

Table 3. Mean Smf, Vf and SLK values obtained from the sub-areas determined in the study area and calculated Iat values (Ort. Smf: Mean Smf-Mean mountain front sinuosity index; Ort. Vf: Mean Vf-Mean ratio of valley floor width to valley height index; Ort. SLK: Mean SLK-Mean normalized stream length-gradient index).

Alt Alanlar	Ort. Smf	Ort. Vf	Ort. SLK	Iat
1. Alt Alan	1,27 (Sınıf-1)	5,20 (Sınıf-3)	3,53 (Sınıf-2)	2 (Sınıf-3)
2. Alt Alan	1,19 (Sınıf-1)	3,51 (Sınıf-3)	3,72 (Sınıf-1)	1,66 (Sınıf-2)
3. Alt Alan	1,12 (Sınıf-1)	3,13 (Sınıf-3)	3,13 (Sınıf-2)	2 (Sınıf-3)



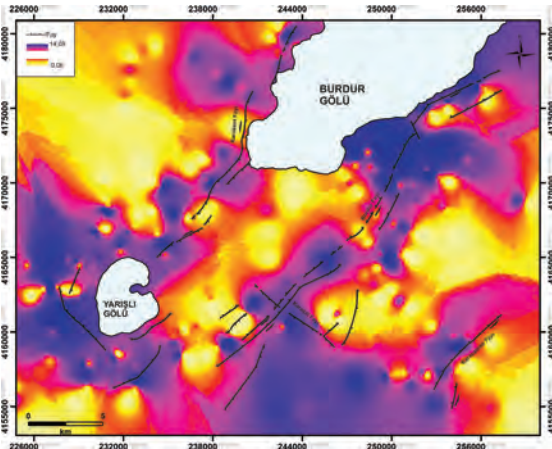
Şekil 6. İnceleme alanında belirlenen derelere ait SL profilleri.
Figure 6. SL profiles which are created from selected rivers at the study area.



Şekil 7. İnceleme alanına ait SLK değerleri.

Figure 7. SLK values within the study area.

Elde edilen SLK değerlerinin tüm alan içerisinde değişimini de görmek için kontur haritası oluşturulmuştur (Şekil 8).



Şekil 8. SLK değerlerinin kontur haritası.

Figure 8. Contour map with SLK values.

SLK değerlerine ait kontur haritası incelendiğinde Burdur Fayı boyunca, Karaçal ve Karacaören Fayı üzerinde, Karakent Fayı'nın KD ve GB'sında ve Yarışlı Gölü çevresinde anomaliler izlenmektedir. Elde edilen değerlerin bir çizgisellik oluşturduğu ve bunların faylar ile

uyum içerisinde bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 8). Dolayısıyla bu bölgelerdeki anomalilerin ana olarak tektonik hareketlere bağlı olarak geliştiği görülmektedir. Bununla beraber inceleme alanının batı kesimlerinde 25 nolu havzanın orta kesiminde ve Yarışlı Gölü'nün batısında SLK değerleri görünürde tektonik hatlara bağlı olmadan anomali vermektedir (Şekil 7 ve 8). Her iki kesimde ofiyolitik melanj niteliğindeki kayalar yüzylemektedir. Bu anomaliler ofiyolit içindeki blok ve matriks arasındaki litolojik farklılıktan kaynaklanmış olmalıdır. Ayrıca inceleme alanının güneyinde 9 nolu havzada ve alanın doğusunda 4 nolu havzanın üst kesimlerinde de SLK değerleri anomali vermektedir. Bu havzaların olduğu kesimde Burdur Formasyonu'na ait değişik özellikli litolojiler yüzylemektedir. Formasyon içerisindeki litolojik farklılıklar bu anomalinin nedeni olarak görülmektedir.

Çalışma alanındaki havza ve akarsulara ait ortalama SLK değerleri en düşük 1,84 ile 24 nolu havzaya aitken en yüksek 7,95 ile 4 nolu havzada gözlenmiştir (Çizelge 2). Bunun yanısıra 15 numaralı (SLK 4,55), 1 numaralı (SLK 3,98) ve 17 numaralı (SLK 3,94) havzalardaki ortalama SLK değeri Sınıf 1 tektonik aktivitenin yüksek olduğu bölgeler için karakteristiktir. Bunun tersine 7 numaralı (SLK 2,35) 24 numaralı (1,84) ve 12 nolu (2,45) akarsulardaki değerler ise Sınıf 3 tektonik aktivitenin düşük olduğu bölgelere özgü değerler sunmaktadır. Geri kalan diğer havzalar ise Sınıf 2 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu sınıfta bulunmaktadır. Buna göre ortalama SLK değerlerinin tamamı incelendiğinde çalışılan alan genel olarak orta ve yüksek tektonik aktiviteye sahiptir (Çizelge 2).

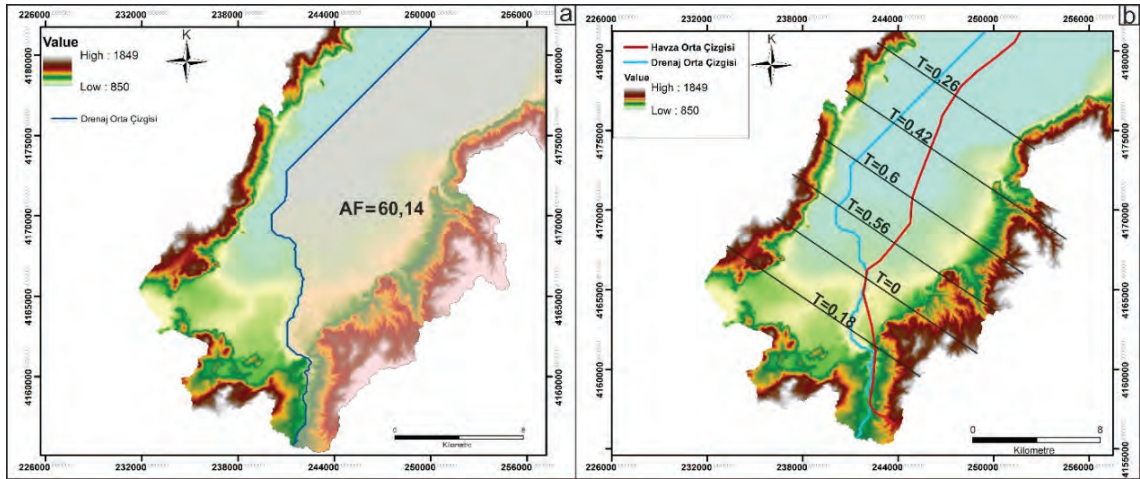
SLK değerleri analiz edildiğinde Burdur Fayı'nın yer aldığı 1. alt alanda ortalama SLK değeri 3,53, Yarışlı Gölü çevresindeki 2. alt alanda ortalama SLK değeri 3,72, Karakent Fayı'nın yer aldığı 3. alt alanda ise ortalama SLK değeri 3,13 olarak belirlenmiştir (Çizelge 3). Bu değerlere göre Yarışlı Gölü çevresindeki 2. alt alana ait

ortalama SLK değeri Sınıf 1 tektonik aktivitenin yüksek olduğu grupta yer almaktadır. Diğer iki alan ise Sınıf 2 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu bölgede bulunmaktadır (Şekil 5). Ancak ortalama SLK değerlerine bakıldığında Burdur Fayını kesen havzalardaki ortalama SLK değeri Karakent Fayı'nı kesen havzalardaki ortalama SLK değerine göre daha yüksektir.

Asimetri Faktörü (*Asymmetry Factor - AF*)

İnceleme alanında bulunan Burdur Gölü Havzası her iki taraftan Burdur ve Karakent fayları ile sınırlanmıştır. Belirlenen havzanın toplam alanı 410,525 km² iken havzanın dere akış yönünün sağında kalan alan 246,904 km² dir. Bu değerlere göre AF indisi 60,14 olarak hesaplanmıştır (Şekil 9a). AF indisinin fazla çıkması bize havzanın

asimetrik bir yapısı olduğunu ve Burdur Fayı'nın olduğu kesimin Karakent Fayı'nın olduğu kesime göre daha fazla yükseldiğini göstermektedir. Havzanın her iki kesimindeki litolojik özellikler göz önüne alındığında havzanın orta kesiminde Burdur Fayı'nın olduğu bölgede kolaylıkla aşınabilir kayaların bulunması bu asimetriyi oluşturan faktörlerden biridir. Bununla beraber havzanın KD ve GB kesiminde benzer litolojilerin olduğu alanlarda da aynı asimetrimin gözlenmesi litolojik özelliklerin yanı sıra, tektonik olayların da bu asimetrimin oluşmasında rolü olduğu ortaya çıkmaktadır (Şekil 2 ve 9a). Buna göre havzadan elde ettiğimiz AF-50 mutlak değeri 10,14 olarak hesaplanmıştır. Bu değerde havzanın Sınıf -2 orta seviyede tektonik aktiviteye sahip ve orta derecede eğimlenmiş (tiltleşmiş) olduğunu göstermektedir.



Şekil 9. a) Burdur Havzasına ait a) Asimetri Faktörü (AF) ve b) Topografi Simetri Faktörü.

Figure 9. a) Asymmetry Factor (AF) and b) Topographic Symmetry Factor (T) of the Burdur Basin.

Topografi simetri faktörü (*Topographic Symmetry Factor - T*)

Havza asimetrisinde kullanılan diğer bir değer ise T indisidir. Bu indis bir havzanın hangi kısmının daha asimetrik olduğunu belirlemede kullanılır. Yapılan çalışmada elde edilen sonuçlara göre T değeri 0 ile 0,6 arasında değişim göstermektedir (Şekil 9b). Değerler GB'dan KD' ya doğru sırasıyla 0,18, 0, 0,56, 0,6, 0,42, 0,26 şeklindedir. Havzanın ortasında bulunan değerler yaklaşık 0,3 ile 0,6 arasında değişirken, KD ucunda 0,2 ile 0,3, GB ucunda ise 0 ile 0,18 arasında değişim göstermektedir. Havza ortasındaki bu asimetrisinin fazla olmasının en önemli nedenlerinden biri de havzanın her iki tarafındaki litolojik farklılıktır (Şekil 2 ve 9b).

Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (*Index Of Relative Active Tectonics-Iat*)

İnceleme alanındaki havza, alt alan ve faylardan hangilerinin tektonik olarak daha aktif bir yapıya sahip olduğunu belirlemek amacı ile Göreceli Aktif Tektonik İndeksi (Iat) kullanılmıştır. Havzaların indeksini belirlemek için ortalama SLK ve Vf değerleri, alt alanların değerlerini belirlemek için ortalama SLK, Vf ve Smf değerleri birlikte kullanılmıştır. 27 adet havzanın Iat indeksi 1,5 ile 3 arasında değişmektedir (Şekil 5). 3 ve 27 nolu havzalara ait Iat değeri 1,5 olup Sınıf-2 yüksek derecede tektonik aktiviteye sahiptir. 1, 4, 15, 17, nolu havzaların Iat indeksleri 2 olup Sınıf-3 orta seviyede tektonik aktiviteyi göstermektedir (Şekil 5) (Çizelge 2). Diğer havzaların ise Iat değeri 2,5 ile 3 arasında değişmekte ve Sınıf-4 tektonik aktivitenin az olduğu grupta yer almaktadır. Faylar ile elde edilen değerler beraber incelendiğinde Burdur Fayı'nın KD ucunda ve Karakent Fayı'nın KD ucunda tektonik aktivite Iat değerine göre daha yüksek, Yarışlı Gölü'nün de batı ve güney kesiminin havza bazlı olarak daha aktif olduğu gözlenmektedir. Karakent Fayı boyunca litolojik özellikler farklılık göstermezken Burdur

Fayı'nın geçtiği kesimlerdeki litolojik özellikler oldukça farklılık sunmaktadır. Temel kayalarının yüzelediği KD ucunda havza aktivitesi daha fazla iken örtü kayaçların yaygın olarak yüzelediği orta kesimlerde bulunan havzalarda tektonik aktivite daha düşük olarak gözlenmiştir (Şekil 2 ve 5).

Ortalama Smf, Vf, SLK değerlerine göre Iat değerlerinin hesaplandığı 1. ve 3. alt alanlardaki Iat indeksi 2 (Sınıf-3), 2. alt alandaki Iat indeksi 1,66 (Sınıf-2) olarak elde edilmiştir (Çizelge 3). Buna göre Burdur ve Karakent faylarının yer aldığı 1. ve 3. alt alanlarda orta derecede tektonik aktivite gözlenirken, Yarışlı Gölü etrafındaki fayları içeren 2. alt alanda yüksek derecede tektonik aktivite izlenmektedir (Çizelge 3).

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bu çalışmada Fethiye Burdur Fay Zonu'nun (FBFZ) kuzeydoğu kesiminin (Burdur –Kozluca arası) tektonik aktivite ile ilişkili jeomorfolojik indisleri incelenerek elde edilen sonuçlar inceleme alanının jeolojik özellikleri (Şekil 2) ile karşılaştırılmıştır. Buna göre inceleme alanındaki dağ cephelerinden değerleri 1,03 ile 1,66 arasında değişen 21 adet Smf indisi hesaplanmıştır (Şekil 4). Faylara göre ortalaması alınan Smf değerleri Burdur Fayı'nın geçtiği yerlerde en yüksek ortalamayı (1,27) vermiştir. Smf değerinin Burdur Fayı üzerinde beklenmeyen ölçüde yüksek çıkması bize litolojinin Smf değeri üzerindeki etkisini göstermektedir. Hesaplanan Smf değerlerinin sonucuna göre inceleme alanındaki Burdur, Karakent ve Yarışlı Gölü etrafındaki faylar Sınıf-1 grubu içerisine düşmektedir. Bu da inceleme alanının, tektonik olarak yüksek derecede aktif olduğunu göstermektedir.

27 adet havzaya ilişkin ortalama Vf değeri 0,28 ile 10,85 arasında değişim göstermektedir. Bu da bize inceleme alanında hem "U" hem de "V" şekilli vadilerin bulunduğunu gösterir. Bazı derelerde fayları kesen ve litolojik farklılığın

olmadığı bölgelerde “U” şekilli vadilerin “V” şekilli vadilere geçişi tektonik aktiviteye bağlıdır. Vf değerlerine göre inceleme alanı Sınıf-3 tektonik aktivitenin düşük olduğu değerler sunmaktadır. Ayrıca bu bölgede en yüksek ortalama Vf değeri 5,20 ile Burdur fayının geçtiği 1. alt alanda izlenmektedir. Diğer alt alanlara göre bu değer daha yüksek olması büyük olasılıkla litolojik faktörle ilişkilidir.

İnceleme alanındaki havzalara ilişkin ortalama SLK değerleri 1,84 ile 7,95 arasında değişim sunmaktadır. Havzalara ilişkin ortalama SLK değerlerinin tamamı incelendiğinde inceleme alanı genel olarak orta ve yüksek tektonik aktiviteye sahiptir. Bununla beraber alt alanlardaki ortalama SLK değerleri, Yarışlı Gölü çevresinin Sınıf-1 tektonik aktivitenin yüksek olduğu, diğer 2 alt alan ise Sınıf-2 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu grupta yer aldığını göstermektedir. Yine ortalama SLK değerlerine bakıldığında Burdur Fayı'nın bulunduğu havzalardaki ortalama SLK değeri (3,53) Karakent Fayı'nın bulunduğu havzalardaki ortalama SLK değerine (3,13) göre daha yüksektir. Bu da bize Burdur Fayı'nın Karakent Fayı'na göre tektonik aktivitesinin daha fazla olduğunu göstermektedir.

Asimetri Faktörü (AF=60,14) Burdur Havzası'nın GD'sunu oluşturan ve Burdur Fayı'nın geçtiği kesimin Karakent Fayı'nın geçtiği KB kesimine göre daha fazla yükseldiğini dolayısıyla eğimlenmenin KB'ya doğru olduğunu belirtmektedir. Dolayısıyla Burdur Fayı'nın olduğu kesimin tektonik aktivitesi daha fazla olmalıdır. Havzadan elde ettiğimiz AF-50 mutlak değeri 10,14 olarak hesaplanmıştır. Bu değer de havzanın Sınıf -2 orta derecede eğimlenmiş (tiltleşmiş) ve orta seviyede tektonik aktiviteye sahip bir havza olduğunu kanıtlamaktadır. Topoğrafi simetri değerleri havzanın uzun eksenini boyunca 0 - 0,6 arasında değişmektedir. Havzanın ortasındaki değerlerin (0,3-0,6), KD (0,2-0,3) ve GB (0-0,18) kesimlerine göre daha yüksek olmasının en önemli nedenlerinden biri de havzanın her iki tarafındaki

litolojik farklılıktır (Şekil 9b). Bununla beraber asimetri değerleri göz önüne alındığında havzanın orta kesiminin diğer kesimlere göre daha aktif bir yapıya sahip olduğu gözlenmektedir. Aletsel dönemdeki deprem episantr dağılımları da benzer bir sonuç vermektedir (Şekil 2).

İnceleme alanındaki 27 adet havzanın Iat değeri 1,5 ile 3 arasında değişmektedir. Sadece ortalama SLK ve Vf değerlerinin kullanıldığı Iat değerlerinin bir kısmı Sınıf-2 tektonik aktivitenin yüksek olduğu, bir kısmı Sınıf-3 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu, çoğunluğu ise Sınıf-4 tektonik aktivitenin düşük olduğu alana düşmektedir. Ortalama Smf, Vf ve SLK değerlerinin yer aldığı Iat değerlerine göre ise 2. alt alan (1,66) Sınıf-2 tektonik aktivitenin yüksek olduğu, 1. ve 3. alt alanlar (2) ise Sınıf-3 tektonik aktivitenin orta seviyede olduğu grupta bulunmaktadır (Çizelge 3).

Sonuç olarak jeomorfolojik indislerden elde ettiğimiz veriler Burdur, Karakent, Karacaören ve Karaçal faylarının yer aldığı inceleme alanının orta ve yüksek dereceli tektonik aktiviteye sahip olduğunu göstermektedir.

EXTENDED SUMMARY

The aim of this study is to investigate the relative tectonic activity of NE side of Fethiye Burdur Fault Zone (South Burdur) by using the geomorphological indices and interpret them with the geological features of the area. The Fethiye-Burdur Fault Zone (FBFZ) in the south-western Anatolia is approximately 300 km long and 15-90 km in width and is left lateral oblique-slip normal fault zone (Figure 1a) (Dumont et al., 1979; Yağmurlu, 2000; Elitez and Yaltrak, 2014; Hall et al., 2014). The NE-SW trending FBFZ is extending from the Fethiye bay in the southwest to the Çay-Afyon region in the north east (Figure 1b). In the study area the northeast part of the FBFZ is characterized by NE-SW trending Burdur,

Karakent, Karacaören faults and NW-SE trending Karaçal fault (Şaroğlu et al., 1987; Yağmurlu et al., 2005; Bozcu et al., 2007; Emre et al., 2011; Aksarı, 2016; Coşkuner, 2017) (Figure 2). Also the region contains lots of small scale faults. The stratigraphic and lithological units that crop out in study area range from Triassic to Holocene in age. The Upper Triassic-Lower Jurassic Taşkesiği formation and Upper Cretaceous Kızıladağ ophiolitic melange form the base units of the area (Poisson, 1977; Şenel et al., 1989; Şenel ve Bölükbaşı, 1997; Moix et al., 2013; Coşkuner, 2017). Neogene-Quaternary lacustrine, fluvial and alluvial deposits unconformably overlie the basement units (Karaman, 1986; Bozcu et al., 2007; Aksoy and Aksarı 2016; Coşkuner, 2017; Coşkuner and Aksoy, 2017) (Figure 2). The region is seismically active and has also experienced many destructive earthquakes during historical and instrumental periods.

In order to determine the tectonic activity of the region by geomorphological indices, firstly, we used ArcGIS 10.0 software to create 10 m resolution Digital Elevation Model (DEM) from 1/25000 scale topographic maps. We used ArcHydro Tools in ArcGIS to extract in total 27 drainage basins and stream trunks from the DEM. Then Mountain-Front Sinuosity (S_{mf}), Ratio of Valley-Floor Width to Valley Height (V_f), Normalized Stream Length – Gradient Index (SLK), Asymmetry Factor (AF) and Topographic Symmetry Factor (T), were calculated (Figure 3). Finally, Index of relative active tectonics (I_{at}) was extracted from the some indices for the individual basins and three sub-areas that are divided into according to the main faults. The results were elucidated and compared with the lithological and structural variations of the area using the appropriate classifications given by (Bagha et al., 2014; Bull and Mcfadden, 1977; Chen et al., 2003; Cheng et al., 2018; Dehbozorgi et al., 2010; El Hamdouni et al., 2008; Gao et al., 2013; Köle, 2016; Pérez-Peña et al., 2009; Selim et al., 2013; Silva et al., 2003; Xue et al., 2017).

In this study S_{mf} (Mountain-Front Sinuosity) values computed for twenty one fronts (Figure 4). The results are shown in Table 1. Amongst them the highest S_{mf} value is 1.66 and calculated on the Burdur fault. The lowest S_{mf} value is 1.03 and is obtained from a branch of the Burdur Fault. The calculated mean S_{mf} values show that the highest value belongs to the fronts parallel to the Burdur fault. This result is contrast to the very high tectonic activity of the fault. Most probably this situation is resulted from the wide spread occurrence of loose textured and easily erodible rocks around the Burdur fault.

V_f (Ratio of Valley-Floor Width to Valley Height) values were estimated from 27 main channel and from 2 branches that cut the faults (Figure 4). The calculated mean V_f values in the study area vary between 0.28-10.85 (Table 2), and demonstrate that the existence of both “U” and “V” shaped valleys through the streams. The variations of V_f values, show transition from the “U” to the “V” shapes in some localities of 5-7-14-15-16 and 18 numbered valleys (Figure 5). There is no lithological differences through the 15-16 main channels and these transitions are thought to be caused mainly by tectonic movements.


The SL (Stream Length – Gradient Index) indexes, were calculated for 27 main streams and their profiles have been drawn in Figure 6. When the profiles were examined in detail, it was observed that the SL values give anomalies where there are sudden changes in slope of streams (1-2-7a-11-14-15-1 and 18). In order to compare the SL values more accurately for the streams of the different lengths, the normalization factor (K) of each stream was calculated and SLK (Normalized Stream Length – Gradient Index) values were computed as can be seen in Figure 7. The average SLK value is classified for the three sub-areas, and it is observed that the highest mean SLK value belongs to the sub-area of Yarışlı Lake. The contoured map of the SLK values mainly give prominent anomalies parallel to the faults (Figure 8).

Asymmetry Factor (AF) is used to calculate the asymmetry of a basin which is a consequences of lithological differences or tectonic activities. Northeast – Southwest trending Burdur basin is surrounded by Burdur to the southeast and Karakent faults to the northwest in the study area. We applied AF for finding out the relative differences of activity of these faults. According to our calculations, AF index is 60.14 (Figure 9a). This numerical value showed that the basin has an asymmetrical structure and is tilted to the northwest. This situation is resulted from more tectonic activity of Burdur fault than the Karakent fault. The Topography Symmetry Factor (T) in literature, was generally used to determine which part of the basin is more asymmetric than the other parts. The T value varies between 0 and 0,6 along the basin and is more higher in the middle part than the northeast and southwest parts (Figure 9b). From this it can be said that the tectonic activity in the central part of the basin is more than the other sides.

The Relative Active Tectonic Index (Iat) was generally used to compare tectonic activity differences of the basins and the faults (El Hamdouni et al., 2008; Cheng et al., 2018). In order to determine the Iat-index, mean SLK, Vf and Smf values were combined for the three sub-areas, and mean SLK and Vf used for the 27 basins (Table 3). The Iat index of the basins vary between 1,5-3. Some basins have Iat index representing Class 2 and 3 (high and moderate tectonic activity), but the general Iat index point out Class 4 (low tectonic activity). The first sub-area has Class 2-High tectonic activity. The Iat index of second and third sub areas fall into the Class-3 and exhibit moderate tectonic activity (Table 3).

As a result, the data obtained from the geomorphic indices show that the studied area has moderate to high level tectonic activity.

ORCID

Berkant COŞKUNER  <https://orcid.org/0000-0002-9798-8793>

Yaşar EREN  <https://orcid.org/0000-0002-7899-8507>

Ramazan DEMİRCİOĞLU  <https://orcid.org/0000-0003-0616-0331>

Rahmi AKSOY  <https://orcid.org/0000-0002-9199-7410>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Aksarı, S., 2016. Burdur - Fethiye Fay Zonunun Kemer (Burdur) - Çameli (Denizli) arasındaki bölümünün yapısal evrimi. Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 194 s., (yayımlanmamış).
- Aksoy, R. ve Aksarı, S., 2016. Neogene-Quaternary evolution of the Tefenni basin on the Fethiye-Burdur fault zone, SW Anatolia-Turkey. Journal of African Earth Sciences, 118, 137-148.
- Alçıçek, M.C., 2001. Sedimentological Investigation of Çameli Basin (Late Miocene - Late Pliocene, Denizli, (SW Anatolia). Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 110 s., (yayımlanmamış).
- Alçıçek, M. C., Mayda, S. ve Titov, V. V., 2013. Lower Pleistocene stratigraphy of the Burdur basin of SW Anatolia. Comptes Rendus Palevol, 12, 1-11.
- Alçıçek, M.C., 2015. Comment on “The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. Tectonophysics 635, 80–99” by J. Hall, A.E. Aksu, İ. Elitez, C. Yaltrak, G. Çiftçi. Tectonophysics, 664, 1–4.
- Angelier, J., Dumont, J., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, Ş., 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. Tectonophysics, 75 (3.), 1-9.
- Azor, A., Keller, E. A. ve Yeats, R. S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological Society of America Bulletin, 114 (6), 745-753.
- Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R. ve Solgi, A., 2014. Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin,

- central Alborz, northern Iran. *Geomorphology*, 213, 66-87.
- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics*, 40 (3), 587-610.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, A., 1995. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 1, 3-17.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 2019. www.koeri.boun.edu.tr, 22 Mart 2019.
- Bozcu, M., Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., 2007. Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleoisomolojik Özellikleri, GB-Türkiye. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 31 (1), 25-48.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14 (1-3), 3-30.
- Brookfield, M., 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22 (3-4), 285-312.
- Bull, W.B., 1978. Geomorphic Tectonic class of the South Front of the San Gabriel Mountains, California. U.S. Geological Survey, Contract Report, 14-08-001-G-394.
- Bull, W.B. ve McFadden, L.D., 1977. Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. *Geomorphology in Arid Regions*. 8th Annual Geomorphology Symposium, University of New York, 23-24 September 1977, D.O. Doehring (ed.), Binghamton, 115-138.
- Chen, Y. C., Sung, Q. ve Cheng, K. Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56 (1-2), 109-137.
- Cheng, Y., He, C., Rao, G., Yan, B., Lin, A., Hu, J., Yu, Y. ve Yao, Q., 2018. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: Implications for fault segmentation. *Tectonophysics*, 722, 11-24.
- Cohen, H., Dart, C., Akyüz, H. ve 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.
- Coşkun, B., 2017. Fethiye – Burdur Fay Zonunun Kozluca - Burdur Arasındaki Bölümünün Neotektonik Özellikleri, GB Anadolu, Türkiye. Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 80 s., (yayımlanmamış).
- Coşkun, B., ve Aksoy, R., 2017. Kinematic and Structural Characteristics Of The Fethiye-Burdur Fault Zone Between Boğaziçi and Çendik (Burdur), SW Anatolia, Turkey. *International Symposium On GIS Applications In Geography & Geosciences*, Çanakkale, s.:81.
- 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.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A., Motamedi, H. ve Hosseiniasl, A., 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121 (3-4), 329-341.
- Dilts, T. E., 2015. Polygon to Centerline Tool for ArcGIS. University of Nevada Reno. Available at: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=bc642731870740aabf48134f90aa6165>
- Dumont, J., Poisson, A. ve Şahinci, A., 1979. Sur l'existence de coulissements sinistres recentes a l'extermite orientale de l'arc ageen (sud-ouest de la Turquie). *Comptes Rendus Acadademie Science Paris*, 289, 261-264.
- Duvall, A., Kirby, E. ve Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in costal California. *Journal of Geophysical Research*, 109 (F3).
- Elitez, İ. ve Yaltrak, C., 2014. Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57 (3), 41-67.
- Elitez, İ., Yaltrak, C., Hall, J., Aksu, A.E. ve Çifçi, G., 2015. Reply to the comment by M.C. Alçiçek on "The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform

- edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean,” *Tectonophysics*, 635, 80–99, by J. Hall, A.E. Aksu, İ. Elitez, C. Yaltrak and G. Çifçi. *Tectonophysics*, 664, 5-13.
- Elitez, İ., Yaltrak, C. ve Aktuğ, B., 2016. Extensional and compressional regime driven left-lateral shear in southwestern Anatolia (eastern Mediterranean): The Burdur-Fethiye Shear Zone. *Tectonophysics*, 688, 26-35.
- Elitez, İ., Yaltrak, C., Kürçer, A., Özdemir, E. ve Gündoğan, Ç. U., 2017. A critical review of the Kibyra Fault (Burdur-Fethiye Shear Zone, SW Turkey). *Geodinamica Acta*, 29(1), 91-102.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. ve Keller, E., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96 (1-2), 150-173.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S. ve Elmacı, H., 2011. 1:250.000 ölçekli Türkiye diri fay haritası serisi, Isparta Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye. Seri No: 17.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M., 1982. Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi, Türkiye, 6. Petrol Kongresi, Ankara, 23-31.
- Eyidoğan, H. ve Barka, A., 1996. The 1 October 1995 Dinar earthquake, SW Turkey. *Terra Nova*, 8 (5), 479-485.
- Font, M., Amorese, D. ve 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.
- Gao, M., Zeilinger, G., Xu, X., Wang, Q. ve Hao, M., 2013. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Geomorphology*, 190, 61-72.
- Graciansky, P. C., 1972. Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. Doktora Tezi, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 731 s.
- Gürbüz, E., Kazancı, N. ve Gürbüz, A., 2015. Strike-slip faulting, topographic growth and block movements as deduced from drainage anomalies: the Yeşilirmak River basin, northern Turkey. *Geomorphology*, 246, 634–648.
- Hack, J. T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1 (4), 421-429.
- Hall, J., Aksu, A., Yaltrak, C. ve Winsor, J., 2009. Structural architecture of the Rhodes Basin: a deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 258 (1), 1-23.
- Hall, J., Aksu, A., Elitez, I., Yaltrak, C. ve Çifçi, G., 2014. The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 635, 80-99.
- Hare, P. W. ve Gardner, T. W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic Geomorphology*, 4, 75-104.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research*, 1 (3), 121-128.
- Karaman, M., 1986. Burdur dolayının genel stratigrafisi. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 2, 23-35.
- Karaman, M., 1994. Isparta-Burdur arasındaki jeolojisi ve tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37 (2), 119-134.
- Kaymakci, N., Özacar, A.A., Özkaptan, M., Koç, A., Gülyüz, E., Lefebvre, C., Uzel, B., Langereis, C.G. ve Sözbilir, H., 2014. Fethiye–Burdur fault zone: a myth. In: *The 8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (ISEMG-8)*, Muğla.
- Kaymakci, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A.A., Gülyüz, E., Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2017. Fethiye-Burdur Fault Zone (SW Turkey): a myth? In: *19th EGU General Assembly, EGU2017. COPERNICUS, Vienna, Austria*, 5443.
- Kaymakci, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A.A., Gülyüz, E., Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2018. Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101–115.
- Keller, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. *Active Tectonics, Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington, DC, 136–147 s.

- Keller, E.A. ve Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 362 s.
- Kirby, E. ve K.X. Whipple., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Kissel, C., Laj, C. ve Müller, C., 1985. Tertiary geodynamical evolution of northwestern Greece: paleomagnetic results. *Earth and Planetary Science Letters*, 72 (2-3), 190-204.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27 (1), 1-16.
- Koçyiğit, A. ve Özacar, A. A., 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12 (1), 67-90.
- Köle, M. M., 2016. Devrez Çayı Vadisinin Tektonik Özelliklerinin Morfometrik İndisler ile Araştırılması. *Coğrafya Dergisi*, 33, 20-36.
- Mahmood, S. A. ve Gloaguen, R., 2012. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 3 (4), 407-428.
- Moix, P., Vachard, D., Jamesallibon, R., Wernli, R., Kozur, H. ve Stampfli, G., 2013. Palaeotethyan, Neotethyan and hulu - pindos seriesin the lycian nappes (SW Turkey) Geodynamica implications, The Triassic System. *New Developments in Stratigraphy and Paleontology Bulletin*, 61, 401-404.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. ve Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Science*, 304 (7), 559-589.
- Ntokos, D., Lykoudi, E. ve Rondoyanni, T., 2016. Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study. *Geomorphology*, 263, 156-169.
- Özkaptan, M., Koç, A., Lefebvre, C., Gülyüz, E., Uzel, B., Kaymakci, N., Langereis, C.G., Özacar, A.A. ve Sözbilir, H., 2014. Kinematics of SW Anatolia implications on crustal deformation above slab tear. In: EGU General Assembly Conference Abstracts, 6061.
- Özkaptan, M., Kaymakcı, N., Langereis, C.G., Gülyüz, E., Özacar, A.A., Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2018. Age and kinematics of the Burdur basin: Inferences for the existence of the Fethiye-Burdur Fault Zone in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 744, 256-274.
- 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.
- Pérez-Peña, J., Azañón, J., Azor, A., Delgado, J. ve González-Lodeiro, F., 2009. "Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps". *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (1), 16-25.
- Price, S., 1989. Sedimentation and Neotectonic of the Burdur Region, SW Turkey. *Doktora Tezi*, University of Leicester, Leicester.
- Poisson, A., 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). *Doktora Tezi*, Université de Paris-Sud., Centre D'Orsay.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Sarp, G. ve Düzgün, Ş., 2012. Spatial analysis of morphometric indices: the case of Bolu pull-apart basin, western section of North Anatolian Fault System, Turkey. *Geodinamica Acta*, 25 (1-2), 86-95.
- Seeber, L. ve Gornitz, V., 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92 (4), 335-367.
- Selim, H., Tüysüz, O., Karakaş, A. ve Taş, K., 2013. Morphotectonic evidence from the southern branch of the North Anatolian Fault (NAF) and basins of the south Marmara sub-region, NW Turkey. *Quaternary international*, 292, 176-192.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (02), 155-166.
- Silva, P. G., Goy, J., Zazo, C. ve Bardaji, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50 (1-3), 203-225.

- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA Rapor No 394.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z., Şen, A., Karaman, T., Dinçer, M. ve Bilgi, C., 1989. Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve Dolayının Jeolojisi. MTA Raporu, 9429.
- Şenel, M. ve Bölükbaşı, A., 1997. Geological Map of Fethiye, M9 quadrangle, No: 5, 1: 100,000, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- 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.
- Taymaz, T. ve Price, S., 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. Geophysical Journal International, 108 (2), 589-603.
- Ten Veen, J. H., 2004. Extension of Hellenic forearc shear zones in SW Turkey: the Pliocene-Quaternary deformation of the Eşen Çay Basin. Journal of Geodynamics, 37 (2), 181-204.
- U. S. Geological Survey, 2019. www.usgs.gov, 22 March 2019.
- VanLaningham, S., Meigs, A. ve Goldfinger, C., 2006. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon, USA. Earth Surface Processes and Landforms, 31 (10), 1257-1279.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 151-185.
- Wu, L., Xiao, A., ve Yang, S., 2014. Impact of wind erosion on detecting active tectonics from geomorphic indexes in extremely arid areas: a case study from the Hero Range, Qaidam Basin, NW China. Geomorphology, 224, 39-54.
- Xue, L., Gani, N. D. ve Abdelsalam, M. G., 2017. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. Geomorphology, 285, 374-398.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey. The journal of geology, 105 (6), 717-728.
- Yağmurlu, F., 2000. Burdur fayının sismotektonik özellikleri. Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, 143-151.
- Yağmurlu, F., Bozcu, M. ve Şentürk, M., 2005. Burdur-Fethiye Arasındaki Bölgede Burdur Fayının Sismotektonik Özellikleri. TÜBİTAK, Proje No: 101Y027, 79 s.
- Yaltrak, C., İşler, E.B., Aksu, A.E. ve Hiscott, R.N., 2012. Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula: western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea. Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 57, 103-119.
- Yazıcı, M., Zabcı, C., Sançar, T. ve Natalin, B.A., 2018. The role of intraplate strike-slip faults in shaping the surrounding morphology: The Ovacık Fault (eastern Turkey) as a case study. Geomorphology, 321, 129-145.
- Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 630, 183-192.
- Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C., 1993. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. Bulletin de la Société Géologique de France, 164 (4), 507-517.



**Determination of Tectonic and Volcanic Structures with the aid of Lineaments:
Example from Çan-Etili (Canakkale) Lignite Basin**
*Çizgisellikler Yardımı ile Tektonik ve Volkanik Yapıların Belirlenmesi: Çan-Etili (Çanakkale)
Linyit Havzası Örneği*

Öznur Karaca^{*1} , Mustafa Bozcu¹ 

*¹Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Terzioğlu
Yerleşkesi, 17020 Çanakkale*

Geliş/Received : 27.05.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 08.07.2019 • Kabul/Accepted : 23.07.2019 • Baskı/Printed : 31.08.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: In this study, the aim is to determine the volcanic and tectonic structures developed in the “Çan-Etili Lignite basin” with the aid of satellite images. The Çan-Etili lignite basin consists of Oligocene-Early Miocene volcanics (Çan Volcanics) overlying early-Middle Miocene lignite-bearing stream and lake sediments (Çan formation) occurring above an unconformity. In order to complete this study, two different satellite images (ASTER and ALOS-PALSAR) and a digital elevation model (DEM) of the region were used. Multispectral optical remote sensing data provide information about material composition, while radar data reflect surface topography and morphology better. During mapping of lineaments on satellite images, in addition to visual assessment, image processing techniques were used. A variety of orientation filters were applied to ASTER satellite images for lineament mapping. The lineaments on PALSAR images were determined with visual methods.

Using DEM data along with ASTER and PALSAR satellite images for the study area, lineaments were mapped. The results were shown that a significant portion of the lineaments had NE-SW strike. This orientation coincides with the NE-SW striking Çan-Etili fault. Additionally, some curved linear structures were obtained from satellite images and are interpreted to be associated with caldera development.

Keywords: ALOS/PALSAR, ASTER, lineament analysis, Çan-Etili basin, volcanic structures

Öz: Bu çalışmada, Çan-Etili linyit havzasında gelişmiş volkanik ve tektonik yapıların uydu görüntüleri yardımıyla belirlenmesi amaçlanmıştır. Çan-Etili linyit havzası, Oligosen-Erken Miyosen yaşlı volkanitler (Çan Volkanitleri) ile üzerine uyumsuz olarak gelen erken-Orta Miyosen yaşlı linyit içerikli akarsu ve göl tortullarından (Çan formasyonu) oluşur. Bu çalışmayı gerçekleştirebilmek için iki farklı uydu görüntüsü (ASTER ve ALOS-PALSAR) ve bölgenin sayısal yükseklik modeli (SYM) kullanılmıştır. Multispektral optik uzaktan algılama verileri, materyal bileşimi hakkında bilgi sağlarken radar verileri, yüzeysel engebe ve morfolojiyi daha iyi yansıtmaktadır. Uydu görüntülerinde çizgiselliklerin haritalanması sırasında görsel değerlendirmenin yanı sıra görüntü işleme teknikleri de kullanılmıştır. Çizgiselliklerin haritalanması için ASTER uydu görüntülerine çeşitli yönlü filtreler uygulanmıştır. PALSAR üzerindeki çizgisellikler görsel yöntemlerle belirlenmiştir. Çalışma alanında SYM verisi ile ASTER ve PALSAR uydu görüntüleri kullanılarak, çizgisellikler haritalanmıştır. Bu sonuçlara göre çizgiselliklerin önemli bir bölümü KD-GB doğrultusunda olduğu görülmüştür. Bu yönelim KD-GB doğrultulu Çan-Etili fayı ile uyumludur. Bunun yanında, uydu görüntülerinden elde edilen bazı kavisli çizgisel yapılar, kaldera gelişimi ile ilişkili olarak yorumlanmaktadır.

Anahtar Kelimeler: ALOS/PALSAR, ASTER, Çan-Etili havzası, çizgisellik analizleri, volkanik yapılar

INTRODUCTION

Remote sensing methods have provided great convenience for a variety of research in the earth sciences. The use of these methods in research reduces the cost and time required for field studies and increases the quality and accuracy of the results obtained. One of the topics where remote sensing is commonly applied in the earth sciences is lineament analysis. Lineament analyses have a unique and important place in mineral research and in preparations of geological maps.

Remote sensing techniques are commonly used to investigate volcanic areas of the earth (Okada and Ishii, 1993; Ramsey et al., 2004; Permenter and Oppenheimer, 2007; Saepuloh and Trianaputri, 2015). Careful analysis of spectral reflections, textures and topographic data on images provides information about paleovolcanology and lithology. Geological mapping in volcanic areas is very important to provide accurate information related to volcanic products and distribution of structures related to volcanos. Volcanic mapping does not just provide information related to volcanic activity, at the same time it provides basic information for determination of natural resources in scientific research (Saepuloh et al., 2016).

Lineament mapping, especially in construction (dams, bridges and roads), geothermal and mineral exploration and hydrological research, appears to be a very important topic in solving engineering problems with site location (Sukumar et al., 2014). Regional-scale studies and automatic mapping of linear structures like faults, fractures, folds, dykes, crustal fractures and remotely sensed lithological unit contacts have been performed in the last few decades. Faults are observed as linear or curved structures on satellite images. Structures like this with different contrast are assessed as

linear structures and lengths can extend from a few meters to kilometers (Sukumar et al., 2014).

Though there are different definitions of lineaments, in a general sense they are defined as mappable linear structures on the earth's surface. Lineaments show structures like fractures, joints and faults and indicate many geological situations. One of these is volcanic structures and investigating lineaments helps to determine volcanic structures like cones, volcanic domes and calderas, etc.

The main aim of this study is to reveal the presence of correlations between paleotectonic and neotectonic lineaments in the Çan-Etili (Turkey) region in the Biga Peninsula and volcanic structure using satellite images. With this aim, two different satellite images (ASTER and ALOS-PALSAR) and the digital elevation model (DEM) of the region were used. Lineaments derived from satellite images coincided with geological units and fault lines in the study area. In this study, structures created by both volcanism and tectonism, such as lineaments caused by subsidence fractures at the edges of calderas and lineaments occurring due to fractures formed by regional tectonism were mapped and the emphasis was on the benefits of using remote sensing and geological research together.

Study Area

The study area encompasses the region north of the Kazdağ rise in the Biga Peninsula (northwest Anatolia) around the Çan-Etili lignite basin (Figure 1). The Çan-Etili lignite basin has generally smooth morphology (with elevations varying from 120-200 m). Around this plain, with roughly circular placement, there are morphological ridges constructed generally of volcanic rocks with mean elevations from 400 to 700 m.

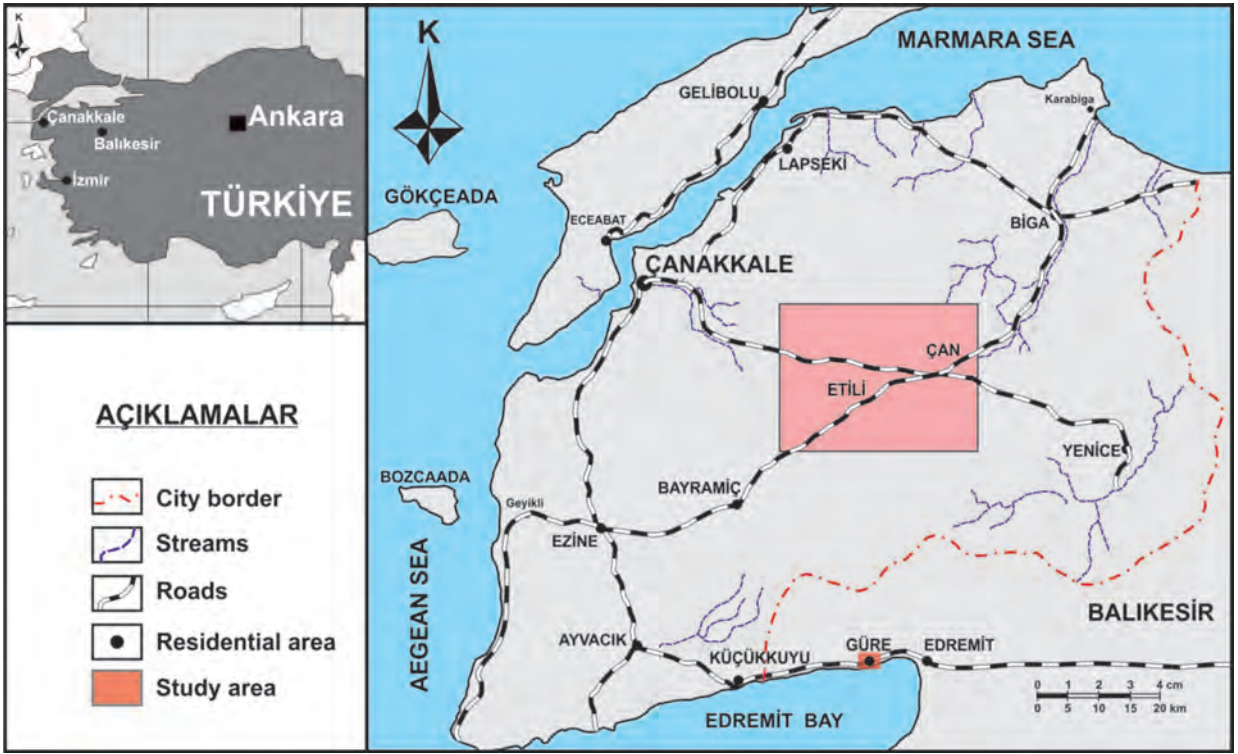


Figure 1. Location map of the study area.

Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Geology of the study area

The basement of the Çan-Etili basin comprises the Upper Cretaceous Çetmi ophiolitic melange containing Triassic-Jurassic and Cretaceous limestone blocks and rare serpentinite blocks and the Oligo-Miocene “Çan volcanics” containing volcanic rocks and volcanoclastics (Okay et al., 1990; Ercan et al., 1995). The Çan volcanics (Ercan et al., 1995), the Çan Formation

comprising clastic and lacustrine sediments containing lignite (Hezarfen, 1976) and the Kulfa Formation (Balkış and Yazıcı, 1996) occur above the Çetmi ophiolitic melange. The Çan Formation comprises conglomerates, sandstones, bituminous shale, organic claystone, lignite, mudstone and agglomerate. It was deposited in a fluvial and lacustrine environment. All of these units are overlain by Quaternary alluvium (Figure 2).

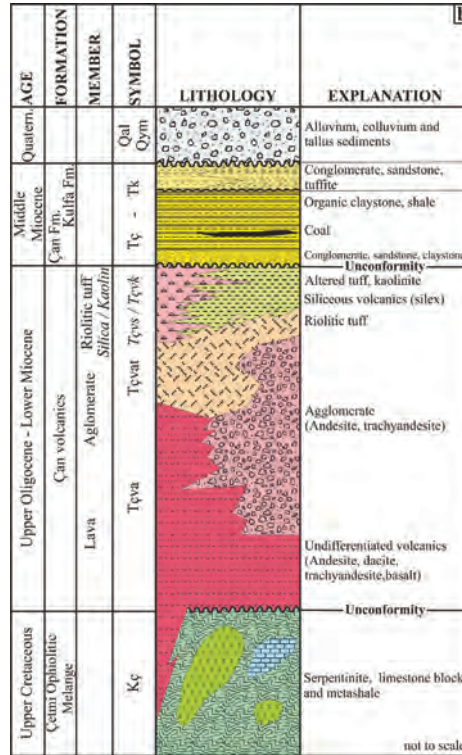
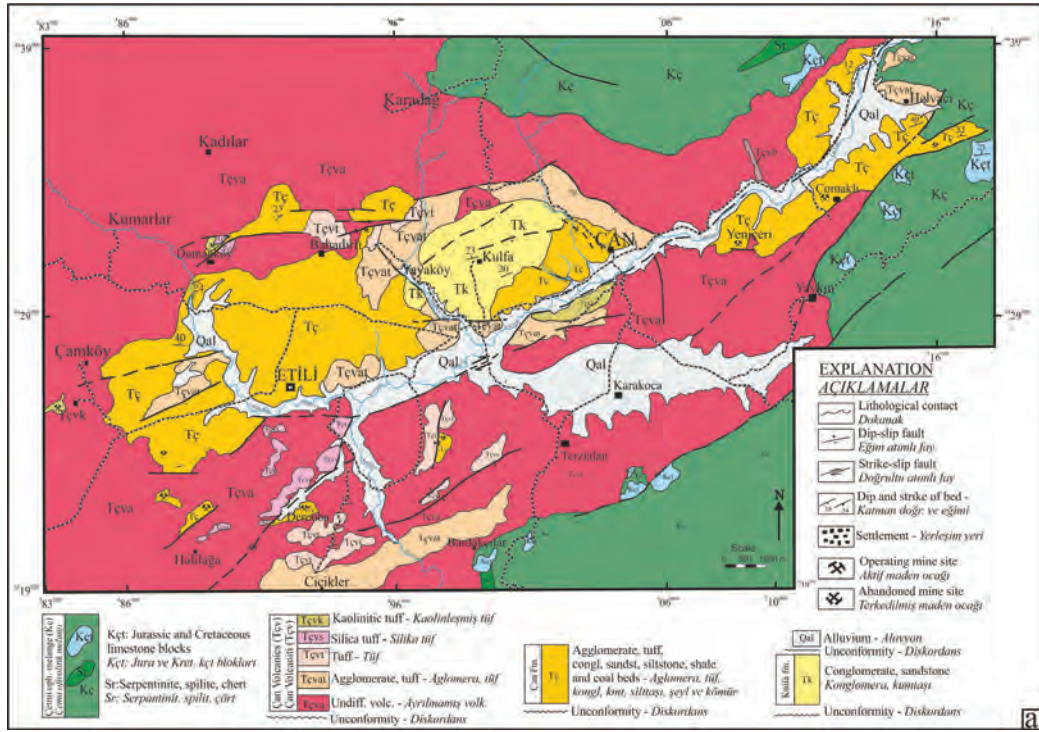


Figure 2. a) Geological map and b) Stratigraphic columnar section (Bozcu et al., 2008; Bozcu et al., 2015) for the study area.

Şekil 2. Çalışma alanına ait a) Jeoloji haritası ve b) Stratigrafik kolon kesit (Bozcu vd., 2008; Bozcu vd., 2015).

During field studies, two groups of faulting were identified according to source and development time in the Çan-Etili lignite basin and surroundings. These were a) synsedimentary growth faults and b) postsedimentary tectonic-sourced faults. During the geological mapping stages and during investigation of drill cores from Turkish Coal Enterprises (Türkiye Kömür İşletmeleri-TKİ), correlations showed these faults generally had NE-SW, E-W and NW-SE strike (Figure 3). With these faults, beds in the Çan formation have dips of 10-80°. Beds in sections close to the fault planes have higher dips and slump folds are commonly observed (Bozcu et al., 2008; Bozcu et al., 2015).

The Biga-Çan-Etili Fault observed in the Çan-Etili lignite basin is a member of the lateral strike system (NAFZ) affecting the region in the Plio-Quaternary period. This fault caused ground displacement and disruption in sedimentary units and coal levels in the lignite basin.

MATERIALS AND METHODS

Within the scope of this study, volcanic and tectonic structures in the Çan-Etili basin were determined using two different types of satellite images. The satellite images used with this aim were multispectral ASTER (advanced space borne thermal emission and reflection radiometer) and ALOS-PALSAR.

In addition to the satellite images, a digital elevation model (DEM) was used with the aim of determining lineaments during the study.

ASTER

ASTER was launched by NASA in 1999 on the Terra satellite and is a 14-band wavelength multispectral sensor. One frame area is 60x60 km (Abrams and Ramachadram, 2003). With high resolution multispectral ability, ASTER images have been used as a tool to reveal volcanic activity (Pieri and Abrams, 2004).



Figure 3. View of Çan-Etili fault in the field.

Şekil 3. Çan-Etili fayının arazideki görünümü.

The ASTER system includes three different subsystems. These are the very near infrared (VNIR), shortwave infrared (SWIR) and thermal infrared (TIR). The VNIR subsystem (0.52-0.86 μm) includes four bands with 15 m ground resolution. Other characteristics of the 3 ASTER

sensor systems were tabulated in Table 1. In this study VNIR bands from ASTER images bought from Nik System Company on 09/03/2006 were used. The whole frame ASTER image used in this study is shown in Figure 4.

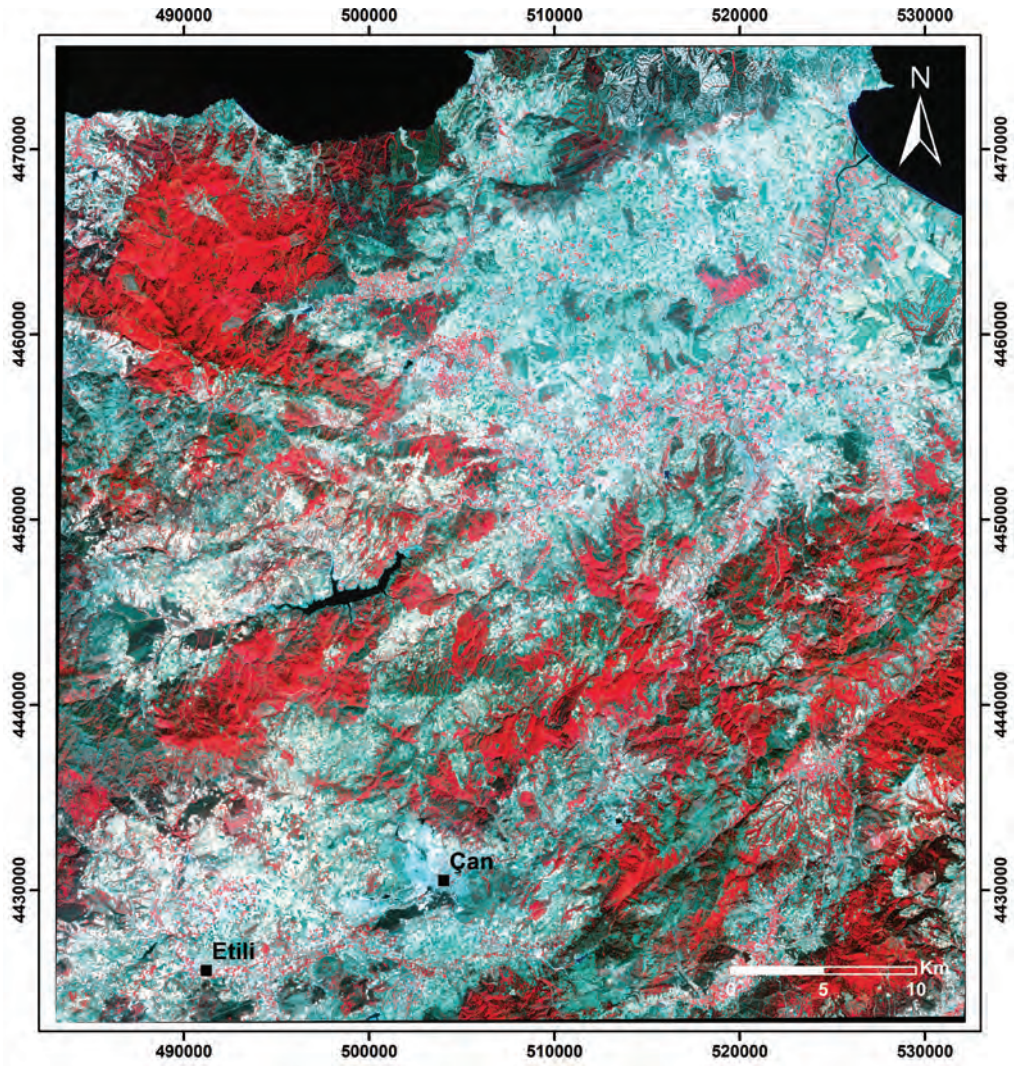


Figure 4. ASTER satellite image used in the scope of the study (321-RGB).

Şekil 4. Çalışmada kullanılan ASTER uydu görüntüsü (321-RGB).

Table 1. Characteristics of the three ASTER sensor systems (Abrams and Ramachadram, 2003).

Çizelge 1. Üç ASTER sensör sistemine ait özellikler (Abrams and Ramachadram, 2003)

Subsystem	Band No.	Spectral Range (µm)	Spatial Resolution (m)	Quantization Levels
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
	9	2.360-2.430		
	10	8.125-8.475		
TIR	11	8.475-8.825	90	12 bits
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

ALOS-PALSAR

The other satellite imagery used in the study is ALOS-PALSAR (Advanced Land Observing Satellite-Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar). PALSAR is one of 3 sensors on ALOS (PRISM, ANVIR-2, PALSAR) and is completely different to ASTER as it produces radar images (Table 2). Radar images are formed by both the amplitude and phase values of electromagnetic waves reflected from the imaged area. PALSAR is an active microwave sensor with the ability to make observations night and day regardless of weather conditions. In this study PALSAR image obtained on 10/06/2006 was used (Figure 5).

Table 2. PALSAR characteristics (Hamazaki, 1999)

Çizelge 2. PALSAR'ın özellikleri (Hamazaki, 1999)

Item	Specifications
Centre frequency	1270 MHz / 23.6 cm
Chirp band width	28 MHz (single polarisation) 14 MHz (dual, quad-pol., ScanSAR)
Transmission power	2 kW (peak power)
Pulse Repetition Frequency	1500 – 2500 Hz (discrete stepping)
Image modes	Single polarization (HH or VV) Dual pol. (HH+HV or VV+VH) Quad-pol. (HH+HV+VH+VV) ScanSAR (HH or VV; 3/4/5-beam)
Bit quantisation	3 or 5 bits (5 bits standard)
Off-nadir angle	Variable: 9.9 – 50.8 deg. (inc. angle range: 7.9 - 60.0) ScanSAR: 20.1-36.5 (inc. 18.0-43.3)
Look direction	Right
Yaw steering	ON
Swath width	70 km (single/dual pol.@41.5°) 30 km (quad-pol.@21.5°) 350 km (ScanSAR 5-beam)
Ground resolution Rg (1 look) x Az (2 looks)	~ 9 m x 10 m (single pol.@41.5°) ~ 19 m x 10 m (dual pol.@41.5°) ~ 30 x 10 m (quad-pol.@21.5°) ~ 71-157m (4 look) x 100m (2 look) (ScanSAR 5-beam)
Data rates	240 Mbps (single/dual/quad-pol) 120 or 240 Mbps (ScanSAR)

Digital Elevation Model (DEM)

The importance of morphology in the determination of tectonic and volcanic structures has been known for many years. Studies related to this topic have commonly used aerial photography and satellite images together and digital elevation models are used to support these studies (Heddi et al., 1999; Jordan et al., 2005).

Most tectonic studies using digital field models have used them with shaded embossed models alone or with regional-scale satellite images (Chorowicz et al., 1999; Collet et al., 2000). The benefits of these models used to determine lineaments and tectonic structures have been proven in many studies (Jordan, 2003; Ganas et al., 2005).

Within the scope of this study, contour curves every 10 m on coordinate-transformed 1/25.000 scale topographic maps were uploaded to a computer environment using ArcGIS version 9.2. Using this prepared digital topographic map, a digital elevation model was prepared for the study area and overlaid with hillshade images (Figure 6). Here, the circular lineaments attract attention. A similar circumferential structure is seen in the drainage network map of the region in Figure 7.

Lineament analysis

This term was first used in the study by Hoobs (1904) called “Atlantic Boundary Region Lineaments”. Many definitions have been made related to lineament characteristics.

Lineaments are mappable simple or complex linear surface features reflecting probable underground structures that can be clearly distinguished from surrounding features (O’Leary et al., 1976). According to Hariri (1995), linear features that are visible on aerial photographs and satellite images are called lineaments. These

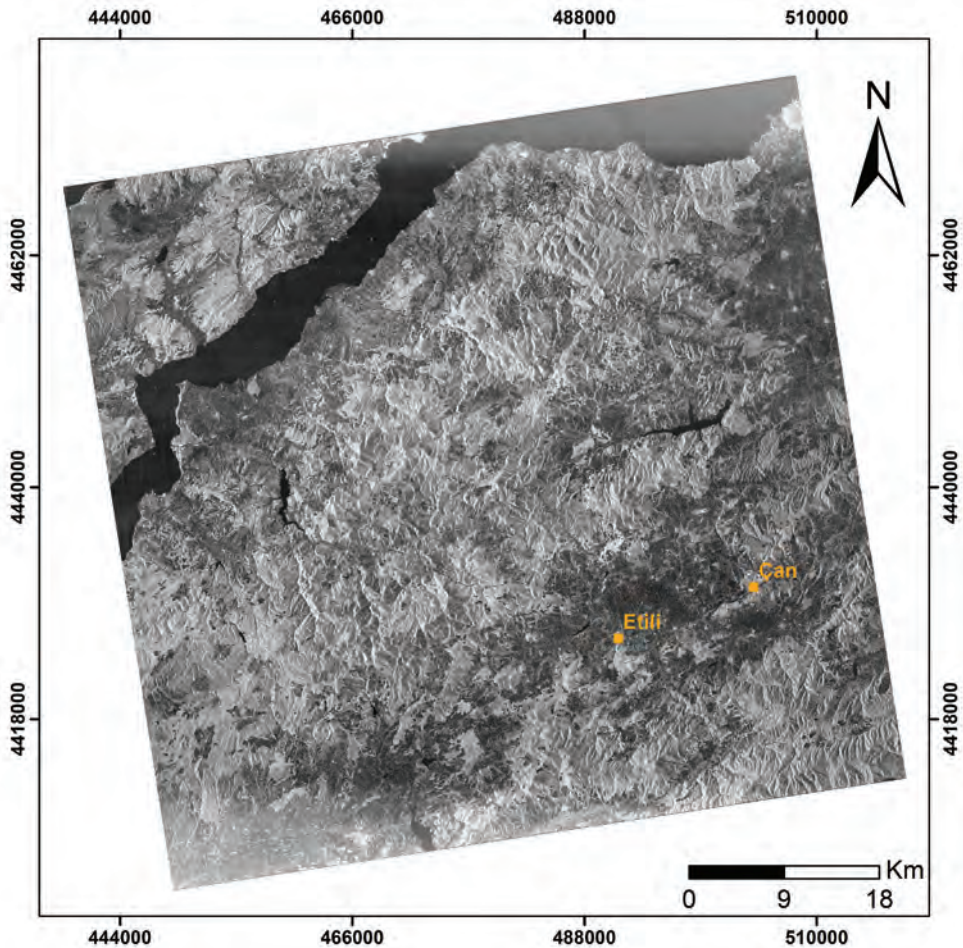


Figure 5. PALSAR satellite image used within the scope of the study.

Şekil 5. Çalışmada kullanılan PALSAR uydü görüntüsü.

linear features may be straight or curved and have different lengths. The majority of lineaments is associated with fractures and lithological boundaries, but may be related to relief in some situations and is distinctive on satellite images due to tone differences.

Aerial photographs have been used to identify lineaments for many years. Later, with the advances in remote sensing techniques, satellite images have become more preferable. Remote sensing techniques are commonly used to determine lineaments and provide very good results.

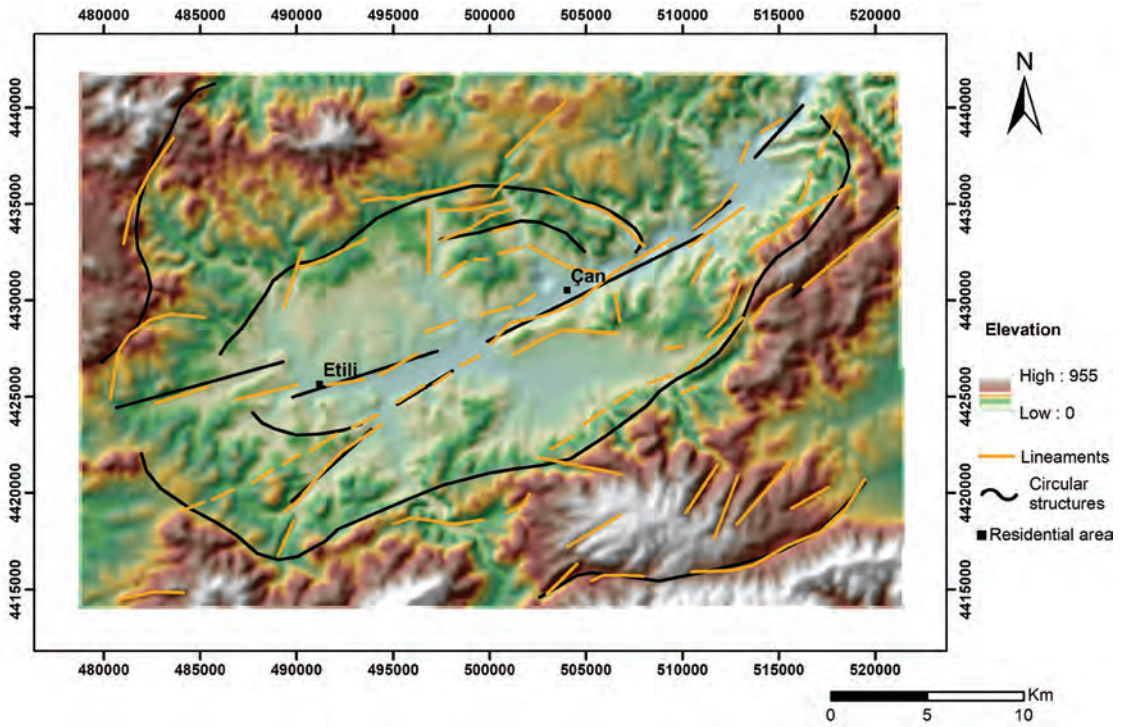


Figure 6. Appearance of circular lineaments and Çan-Etili (Çanakkale) fault with hillshade images on DEM of Çan and surroundings.

Şekil 6. Çan-Etili (Çanakkale) ve çevresinin SYM ile hillshade görüntüsünde çembersel çizgiselliklerin ve Çan-Etili fayının görünüşü.



Figure 7. Drainage network map of the region.

Şekil 7. Bölgenin drenaj ağı haritası.

Though lineament analysis is a commonly used method in geological research (Süzen and Toprak, 1998; Över et al., 2004), lineaments do not only represent fracture lines, as valleys and ridges are also linear. Lineament analysis using satellite images can be beneficial to researchers in determining different structural elements and mineralization zones (Kavak and Çetin, 2007). They can provide ideas about groundwater assets and petroleum and mineral exploration may use satellite images. Within this context, as stated by many researchers, lineament mapping provides important information for geological studies in any region (Rowan and Bowers, 1995; Zakir et al., 1999). Lineaments may be equivalent to tectonic structures like folds and faults (Morelli and Piana, 2006; Oliveira et al., 2012). As a result, remote sensing techniques provide significant convenience and superiority for determination of active fault zones. Additionally, lineaments indicate many geological situations. Volcanic structures are one of these and investigating lineaments can be used to determine volcanic structures. For these studies volcanic geology mapping is needed to accurately determine and observe volcanic products. The study by Saepuloh et al. (2016) stated that classic problems like clouds, dense plant cover, excessive disruption and erosion in the study area generally prevented the identification and observation of volcanic products and structures. As a result, they researched the applicability of remote sensing techniques with the aim of supporting field observations in volcanic areas. For this, they used PALSAR satellite images with the aim of determining geomorphological and structural features.

In this study, lineaments in Çan (Çanakkale) and surroundings were mapped and the association between lineaments and volcanic structures in the region was determined. With this aim, ALOS-PALSAR and ASTER satellite images and DEM were used in the study area.

RESULTS AND DISCUSSION

Lineament analysis of the Çan-Etili Basin

As scientific and technological developments progress, remote sensing has made solving many geological problems easier. For geological studies, integration of optical, radar and digital elevation model data provides a large advantage.

In addition to visual assessment, automatic lineament identification techniques are used to map lineaments on satellite images. The state of the drainage provides important clues to determine the lineaments in a region. As a result, first it is important to carefully investigate drainage with visual assessment. Additionally, visual assessment of lineaments is also based on photographic features like color tone and texture and geomorphological features involving horizontal or vertical ground displacement like development of shape and layering in the field, vegetation, presence of fault surfaces, linear valleys, arrangement of triangular faces, landslides and river terraces. Lineament mapping is completed by working from this type of information.

A range of orientation filters can be used for lineament mapping. On Figure 8, color composites and lineaments are observed as a result of applying NW, E-W and N-S oriented filters to ASTER satellite images. Here, roads, field boundaries, and contacts have a linear appearance and may be confused with tectonic lineaments. As a result, it is necessary to be very careful when mapping lineaments on these images. It is always beneficial to perform controlled studies using other images and digital elevation models

Before lineament analysis on ALOS-PALSAR images, a range of image processing steps are applied. These are texture analysis, removal of parasites and edge determination/enhancement. For all these processes ERDAS-IMAGINE 9.2 software was used. After applying the Lee-sigma filter to PALSAR satellite images, the lineaments on these images were determined with visual methods (Figure 9).

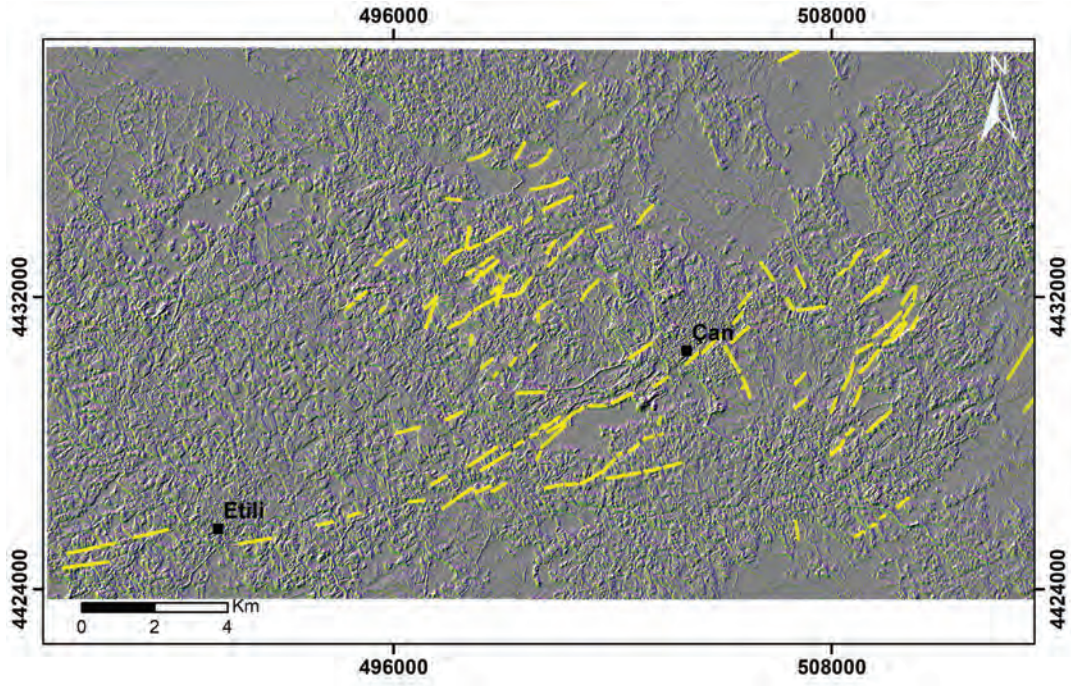


Figure 8. Color composite of NW, E-W, N-S (RGB respectively) filters applied to ASTER satellite images.

Şekil 8. ASTER uydu görüntüsüne uygulanan KB, D-B, K-G (RGB sırasıyla) yönlü filtrelerin renkli kompoziti.

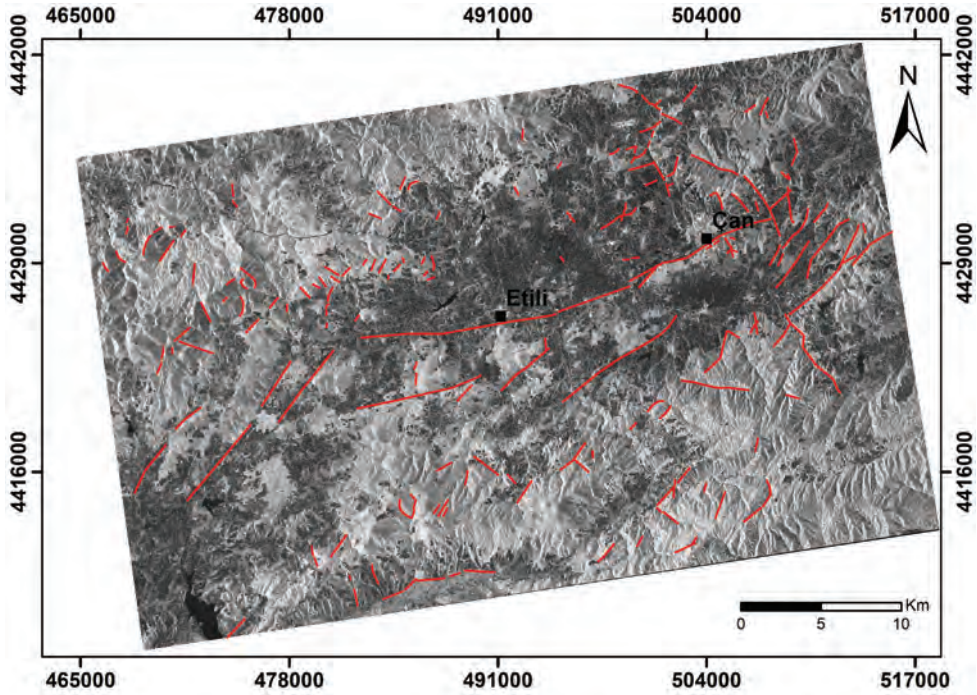


Figure 9. Lineaments drawn on PALSAR satellite images.

Şekil 9. PALSAR uydu görüntüsü üzerine çizilmiş olan çizgisellikler.

This study encompassing the Çan-Etili lignite basin determined two groups of faults within and around the basin based on development times. These are synsedimentary growth faults and postsedimentary tectonic faults. During field studies, the faults determined and correlated either during geological mapping stage or when investigating drill cores generally have NE-SW, E-W and NW-SE strike (Figure 10).

Lineaments in the study area were interpreted and mapped using different satellite images and methods. In terms of comparing the methods, Figure 11 shows the lineaments obtained from satellite images and the field working in the common area displayed with different colors. Here it appears the PALSAR satellite image was more effective in determining lineaments. A total of 156 lineaments were mapped in the study area. Here, the dominant orientation was determined as NE-SW and these lineaments coincide with the Çan-Etili fault.

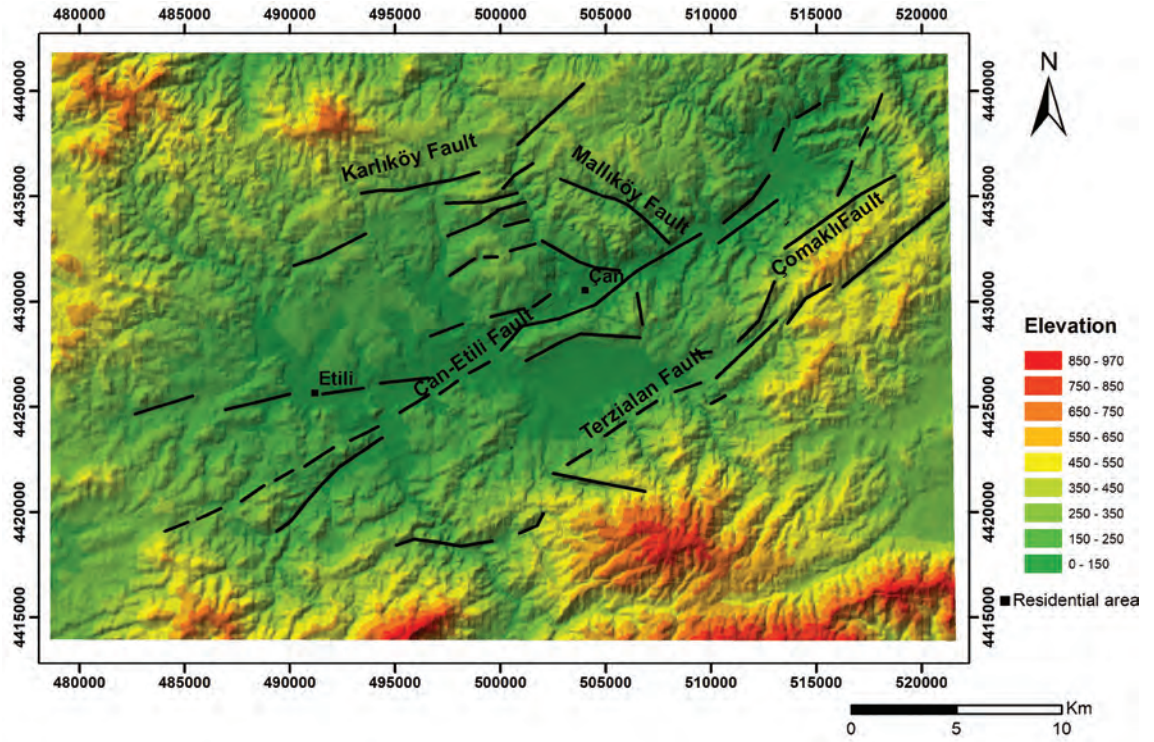


Figure 10. Location of faults drawn during field studies on a three-dimensional elevation model.

Şekil 10. Çalışma alanında arazi çalışmaları ile çizilmiş fayların üç boyutlu yükseklik modelindeki konumu.

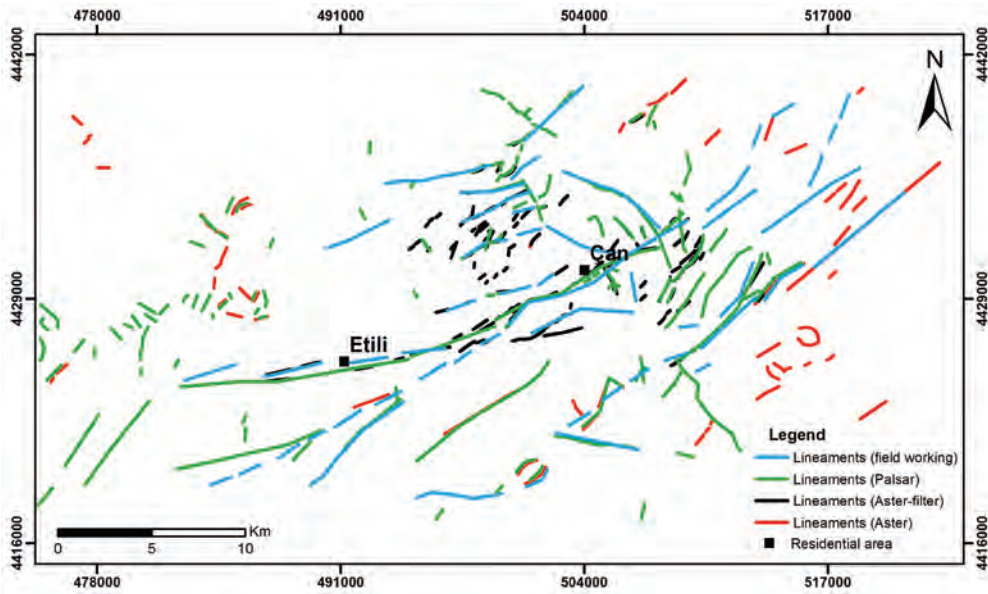


Figure 11. Lineaments in the study area.

Şekil 11. Çalışma alanındaki çizgisellikler.

The current morphological structure of the basin is a volcanic depression area (Figure 12). The development of this depression area has the characteristics of a caldera developing due to collapse of a volcanic output (crater).

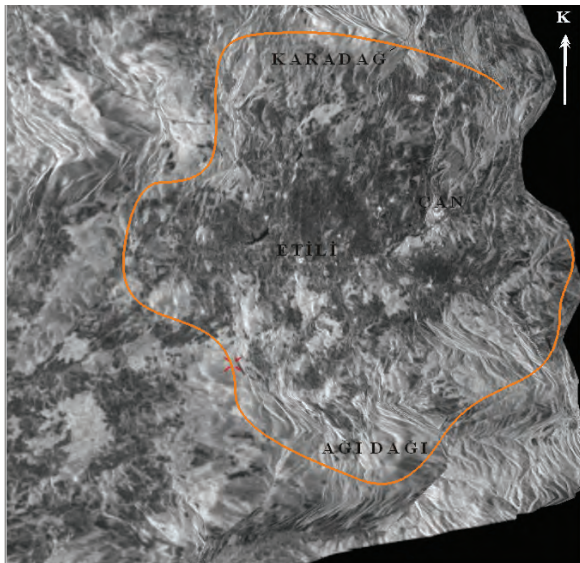


Figure 12. Three-dimensional land view of Çan Basin prepared using PALSAR satellite image.

Şekil 12. Çan havzasının PALSAR uydu görüntüsü kullanılarak hazırlanan üç boyutlu arazi görünümü.

CONCLUSIONS

Within the scope of this study, in addition to ASTER and PALSAR satellite images, DEM data was used to determine tectonic and volcanic structures with lineaments in the Çan-Etili region of the Biga Peninsula. With these data, 156 lineaments were mapped in the region assessed. The general orientations of lineaments are NE-SW and this coincides with the nearly NE-SW striking Çan-Etili fault. Some lineaments obtained from satellite images have NW-SE orientation and these again coincide with NE-SW striking faults found in a variety of regions in the study area. Some curved linear structures in the sediments in the Çan basin were interpreted as being associated with caldera development.

ACKNOWLEDGMENT

This study was supported by TÜBİTAK project number 105Y114.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Yerbilimlerinde yapılan çeşitli araştırmalarda uzaktan algılama yöntemleri büyük kolaylıklar sağlamaktadır. Bu yöntemler kullanılarak yapılan araştırmalar; arazi çalışmalarının masraflarını ve zamanını azaltırken, elde edilen sonuçların kalitesini ve doğruluğunu da artırmaktadır. Uzaktan algılamanın yerbilimlerinde sıklıkla uygulandığı konulardan birisi de çizgisellik analizleridir. Uydu görüntülerinde ve hava fotoğraflarında en göze çarpan özellikler; çizgisellikler olarak bilinen doğrusal şekillerdir. Çizgisellik analizleri, mineral araştırmalarında ve jeolojik haritaların hazırlanmasında özel ve önemli bir yer tutar.

Çizgisellikler; kırık, çatlak, fay gibi yapıları göstermekle birlikte pek çok jeolojik duruma işaret etmektedir. Volkanik yapılar da bunlardan biridir ve çizgisellikler incelenerek koni, volkanik dom, kaldera vb volkanik yapılar belirlenebilmektedir.

Dünyadaki volkanik alanların incelenmesi için uzaktan algılama teknikleri yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Okada ve Ishii, 1993; Ramsey ve diğ., 2004; Permenter ve Oppenheimer, 2007). Volkanik arazide jeolojik haritalama, volkanik ürünlerin ve volkanla ilgili yapıların dağılımı ile ilgili doğru bilgilerin sağlanması için çok önemlidir. Volkan haritası sadece volkanik aktiviteyle ilgili bilgi sağlamaz, aynı zamanda bilimsel araştırmalarda doğal kaynakların belirlenmesi için de temel bilgiler sağlamaktadır (Saepuloh, 2016).

Bu çalışmanın ana amacı, Biga Yarımadası'nda Çan-Etili (Türkiye) bölgesindeki paleotektonik ve neotektonik çizgisellikler ile volkanik yapılar arasındaki ilişkilerin varlığının uydu görüntüleri ile ortaya konulmasıdır. Çan-Etili linyit havzası, genellikle az engebeli bir morfolojiye sahip olmakla birlikte (yaklaşık 120-200 m arasında değişen yüksekliklere sahiptir), bu düzlük alanın etrafında yaklaşık çembersel konumlu ve ortalama yükseklikleri 400 m ile 700 m arasında değişen ve

genellikle volkanik kayalardan yapılmış morfolojik sırtlar bulunmaktadır.

Bölgedeki çizgisel yapıları belirlemek amacıyla iki farklı uydu görüntüsü (ASTER ve ALOS-PALSAR) ve bölgenin sayısal yükseklik modeli (SYM) kullanılmıştır. Uydu görüntülerinde çizgiselliklerin haritalanması için görsel değerlendirmenin yanı sıra filtreleme tekniklerinden de yararlanılmıştır. Çizgiselliklerin haritalanması için ayrıca çeşitli yönlü filtreler de kullanılmıştır. Bunun için ASTER uydu görüntüsü üzerine KB, D-B ve K-G yönlü filtrelemeler uygulanarak renkli kompozit elde edilmiş ve çizgisellikler belirlenmiştir (Şekil 8). ALOS-PALSAR görüntüleri üzerinde ise çizgisellik analizinden önce, birtakım görüntü işleme adımları uygulanmıştır. Bu işlemler için, ERDAS-IMAGINE 9.2 yazılımı kullanılmıştır. PALSAR uydu görüntülerine Lee-sigma filtresi uygulandıktan sonra bu görüntülerdeki çizgisellikler görsel yöntemlerle belirlenmiştir (Şekil 9).

Çan-Etili linyit havzasını kapsayan bu çalışmada havza içinde ve çevresinde köken ve gelişim zamanlarına göre iki grup fay belirlenmiştir. Bunlar, sinsedimanter büyüme fayları ve post sedimanter tektonik kökenli faylardır. Saha çalışmaları sırasında gerek jeoloji haritası yapımı aşamasında gerekse sondaj karotlarının incelenmesi ile yapılan korelasyonlarla belirlenmiş olan faylar; genel olarak KD-GB, D-B ve KB-GD doğrultularında uzanım gösterirler (Şekil 10).

Bu çalışmada kullanılan yöntemlerin karşılaştırılabilmesi açısından Şekil 11'de ortak alandaki çizgisellikler farklı renklerde gösterilmiştir. Burada, Palsar uydu görüntüsünün, çizgisellikleri belirlemede daha efektif olduğu görülmektedir. Ayrıca, Çan havzasındaki çökellerdeki bazı kavisli çizgisel yapılar, kaldera gelişimi ile ilişkili olarak yorumlanmıştır.

ORCID

Öznur Karaca  <https://orcid.org/0000-0002-8191-1599>

Mustafa Bozcu  <https://orcid.org/0000-0002-1360-8651>

REFERENCES / DEĞİNİLEN BELGELER

- Abrams, M. and Ramachadram, S., 2003. ASTER user handbook. Pasadena: Jet Propulsion laboratory, California Institute of Technology 135. https://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03_data/04_Documents/aster_user_guide_v2.pdf, 27 June 2019.
- Balkış, M. and Yazıcı, B., 1996. Çan Linyit İşletme Raporu. Türkiye Kömür İşletmeleri, Çanakkale (in Turkish, unpublished).
- Bozcu, M., Akgün, F., Gürdal, G., Bozcu, A., Yeşilyurt, S.K. and Karaca, Ö., 2008. Sedimentologic, petrologic, geochemical and palinologic examination of Çan Yenice Bayramic (Çanakkale) lignite basin. The Scientific and Technological Research Council of Turkey (TUBİTAK) Project Report No.105Y114, 215 (in Turkish).
- Bozcu, M., Akgün, F., Gürdal, G., Bozcu, A., Yeşilyurt, S.K. and Karaca, Ö., Akkiraz, M.S., 2015. Evolution of Çan-Etili (Çanakkale-NW Turkey) lignite basin: Sedimentology, petrology, palynology and lignite characterization. *International Journal of Sediment Research*, 30, 190–207.
- Chorowicz, J., Dhont, D. and Gündoğdu, N., 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *Journal of Structural Geology*, 21, 511–532.
- Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F. and Chorowicz, J., 2000. A new kinematic approach for the Danakil block using a Digital Elevation Model representation. *Tectonophysics*, 316, 343–357.
- Ercan, T., Satir, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarifakioglu, E., Adis, C., Walter, H.J. and Yildirim, T., 1995. Characteristics of the Tertiary volcanism in the Biga Peninsula, Gökçeada, Bozcaada and Tavşanadası, NW Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 117, 55–86 (in Turkish).
- Ganas, A., Pavlides, S. and Karastathis, V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65 (3-4), 301-319.
- Hamazaki, T., 1999. PALSAR Performance, NASDA doc. NBF99019, National Space Development Agency of Japan, Oct. 1999.
- Hariri, M., 1995. Lineaments studies and fracture control on the Tertiary gold-silver deposits, Northern Black Hills, South Dakota, USA. Ph.D. thesis, South Dakota School of Mines and Technology, USA.
- Heddi, M., Eastaff, D.J. and Petch, J., 1999. Relationships between tectonic and geomorphological linear features in The Guadix-Baza Basin, Southern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 (10), 931-942.
- Hezarfen, C., 1976. Çanakkale-Çan coal bed feasibility study, Geology-1, Mineral Research and Exploration Report, No: 367, 24 p (unpublished report).
- Hobbs, W.H., 1904. Lineaments of The Atlantic Border Region. *Geological Society American Bulletin*, 15, 483-506.
- Jordan, G., 2003. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (8), 807-822.
- Jordan, G., Meijninger, B.M.L., van Hinsbergen, D.J.J., Meulenkamp, J.E. and van Dijk, P.M., 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 7, 163–182.
- Kavak, K.Ş. and Çetin, H., 2007. A detailed geologic lineament analysis using Landsat TM Data of Gölarmara/Manisa region, Turkey. *Online Journal of Earth Sciences Online Journal of Earth Sciences* 1 (3), 145-153.
- Morelli, M. and Piana, F., 2006. Comparison between remote sensed lineaments and geological structures in intensively cultivated hills (Monferrato and Langhe domains, NW Italy). *International Journal of Remote Sensing*, 27, 4471–4493.
- Okada, K. and Ishii, M., 1993. Mineral and lithological mapping using thermal infrared remotely sensed data from ASTER simulator. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 1993. IGARSS '93. 'Better Understanding of Earth Environment', International 1, 126-128.
- Okay, A.I., Siyako, M. and Burkan, K.A., 1990. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, *Bulletin of the Turkish Association of Petroleum Geologists*, 2 (1), 83–121.
- O'Leary, D.W., Freidman J.D. and Pohn H.A., 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new definitions for old terms. *Geological Society of America Bulletin* 87 (10), 1463-1469.
- Oliveira, C., Filho, A. and Rossetti, D.F., 2012. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR

- data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 33 (4), 1058-1077.
- Över, S., Kavak, K.Ş., Bellier, O. and Özden, S., 2004. Is the Amik Basin (SE-Turkey) a Triple Junction Area? Analyses of SPOT XS Imagery and Seismicity, *International Journal of Remote Sensing*, 25 (19) 3857-3872.
- Permenter, J.L. and Oppenheimer, C., 2007. Volcanoes of the Tibesti massif (Chad, northern Africa). *Bulletin of Volcanology*, 69 (6), 609–626.
- Pieri, D. and Abrams, M., 2004. ASTER watches the world's volcanoes: a new paradigm for volcanological observations from orbit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135 (1–2) 13-28.
- Ramsey, M., Flynn, L. and Wright, R. (eds), 2004. Volcanic observations from space: New results from the EOS satellite instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135 (1-2), 1–219.
- Rowan, L.C. and Bowers, T.L., 1995. Analysis of linear features mapped in Landsat thematic mapper and side-looking airborne radar images of the Reno 1B by 2B Quadrangle, Nevada and California: Implications for Mineral Resource Studies. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 61, 749-759.
- Saepuloh, A. and Trianaputri. M.O., 2015. Observing ground surface change series at active volcanoes in Indonesia using backscattering intensity of SAR data. *AIP Conference Proceedings 4th International Symposium on Earthquake and Disaster Mitigation 2015 (ISED 2015) vol 1658 (AIP Publishing) p. 50011,*
- Saepuloh, A., Bakker, E. and Suminar, W., 2016. The Significance of SAR Remote Sensing In Volcano-Geology For Hazard and Resource Potential Mapping. *AIP Conf. Proc.*, 1857, 070005-1 070005-10.
- Sukumar, M., Venkatesan, N. and Nelson Kennedy Babu, C., 2014. A review of various lineament detection techniques for high resolution satellite images. *International Journal of Advanced Research in Computer Science and Software Engineering*, 4 (3), 72-78.
- Süzen, M.L. and Toprak, V., 1998. Filtering of Satellite Images in Geological Lineament Analyses: An Application to A Fault Zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, 196 (6), 1101-1114.
- Zakir, F.A., Qari, M.H.T. and Mostafa, M.E., 1999. Technical note a new optimizing technique for preparing lineament density maps. *International Journal of Remote Sensing*, 20, 1073-1085.



**Saros Körfezi Doğu Kıyı Alanında Tarihsel Deniz Suyu Girişlerine Ait
Paleontolojik Bulgular**

*Palaentological Findings on Historical Coastal Inundation Events on the Eastern Coastal Plain of the
Gulf of Saros, Turkey*

**Engin Meriç¹, Yıldız Altınok², Bedri Alpar³, Atike Nazik^{*4}, Niyazi Avşar⁴,
M. Baki Yokeş⁵, Nafiye G. Kıyak⁶**

¹ *Moda Hüseyin Bey Sokak, 15/4, 34710 Kadıköy, İstanbul (+90-533-1347605)*

² *Şair Latifi Sokak, 67/6, Moda, 34710 Kadıköy, İstanbul*

³ *İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 34134 Fatih, İstanbul*

⁴ *Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01300 Balcalı,
Adana (anazik@cu.edu.tr)*

⁵ *Hanımefendi Sokak, 160/9, 34384 Şişli, İstanbul*

⁶ *OSLAB İstanbul, Lüminesans Araştırma ve Arkeometri Laboratuvarı, İstanbul*

Geliş/Received : 21.02.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 13.05.2019 • Kabul/Accepted : 13.05.2019 • Baskı/Printed : 31.08.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Saros Körfezi'nin (Kuzey Ege) doğusu kıyı gerisindeki tuzlu bataklıktan oluşan alanlarda kayda değer foraminifer, ostrakod ve mollusk toplulukları belirlenmiştir. İncelenen 14 örnekten 11 tanesinde foraminifer, 8 tanesinde ostrakod ve 7 tanesinde ise mollusk bireyleri gözlenmiştir. Optik Uyarmalı Lüminesans (OSL) yöntemi ile elde edilen depolanma tarihlerine ve paleontolojik bulgulara göre, genellikle fırtına dalgalarının kısmen de tsunamilerin oluşması sonucunda deniz suyunun son 2200 yıl içinde körfezin doğusunda birkaç km içeriye kadar girerek, geniş kıyı alanlarını etkisi altına almış olduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Saros Körfezi, Ege Denizi, foraminifer, ostrakod, mollusk, OSL yaşlandırma, fırtına dalgaları, tsunami

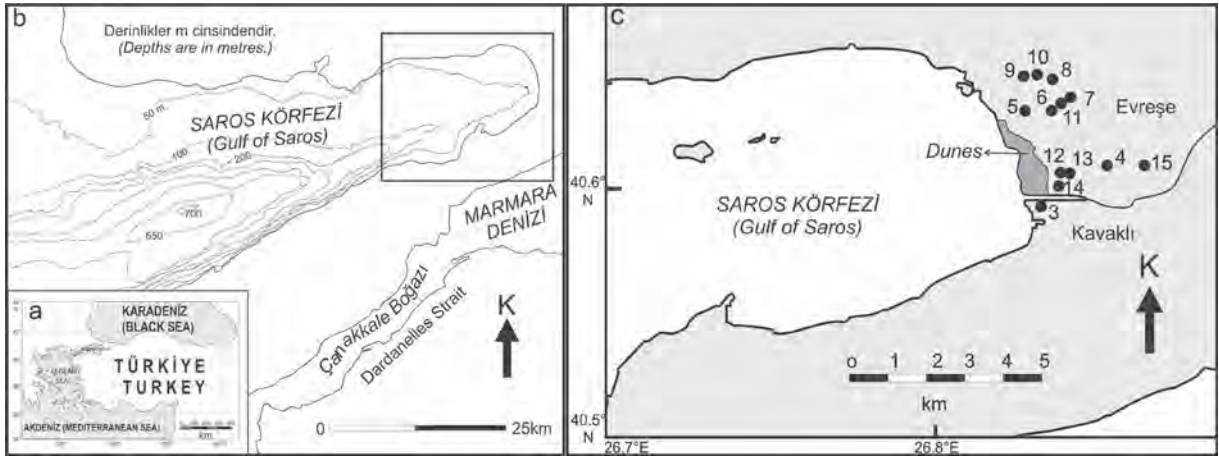
Abstract: Significantly rich assemblages of foraminifera (11 samples), ostracoda (8 samples) and mollusca (7 samples) have been detected from the 14 samples recovered from the salty swamp plain behind a dune field along the eastern coast of the Gulf of Saros, North Aegean Sea. Preliminary paleontological findings, together with the Optically Stimulated Luminescence (OSL) late Quaternary dating technique, have indicated that big-scale storm waves and occasional tsunamis have inundated the large coastal areas at the eastern part of gulf, as much as a few kilometres, in the past, at least during the last 2200 years.

Keywords: Gulf of Saros, Aegean Sea, foraminifera, ostracoda, mollusca, OSL dating, storm waves, tsunamis

GİRİŞ

Saros Körfezi deniz alanlarında tür belirleme ve dağılım gibi farklı amaçlarla yapılmış paleontolojik araştırmalar vardır (örneğin Avşar, 2002; Meriç vd., 2002, 2004a ve b, 2008; Kubanç, 2006; Frontalini vd. 2015). Bu çalışmalarla örneğin bentik foraminifer topluluklarını deniz derinliğine göre tanımlamak mümkün olmuştur (Frontalini vd. 2015). Bu çalışmada ise, Saros Körfezinin en doğusundaki düzlük alanda, tarihsel deniz suyu girişlerinin ne düzeyde etkin olabildiklerini anlamak amacıyla, Edirne-Çanakkale yolu güneyinde yer alan ve tuzlu bataklıktan oluşan düzlük bölgede yüzeyde yer

alan kumul kumlarının içinden sediment örnekleri toplanmıştır (Şekil 1a, b). Ege Denizinin en tuzlu kesimlerinden birisini oluşturan Saros Körfezinin derinliği 690-700 metreye kadar inebilmekte olup, oluşturduğu asimetric oluk güney batısındaki 1500 m derinliğe uzanan Kuzey Ege Çukuruna bağlıdır. Kuzey Ege hidrografik ve oşinografik şartları altında olan Saros Körfezine en önemli tatlı su girişi çalışma sahası üzerindeki Kavak Nehri ile olmaktadır. Aynı zamanda konumu itibarıyla bir fırtına etki alanı olan bu sahadan topladığımız örneklerde foraminifer, ostrakod ve mollusk toplulukları üzerine ön paleontolojik analizler ve optik uyarmalı ışınım (OSL) tekniği ile yaşlandırma yapılmıştır.



Şekil 1. a) Çalışma sahasının genel konumu. b) Saros Körfezi (derinlikler Çağatay vd. 1998). c) toplanan sediment örneklerinin yüzey dağılımı.

Figure 1. a) Location of the study area. b) Gulf of Saros (depths from Çağatay et al. 1998). c) areal distribution of the sediment samples.

MALZEME VE YÖNTEM

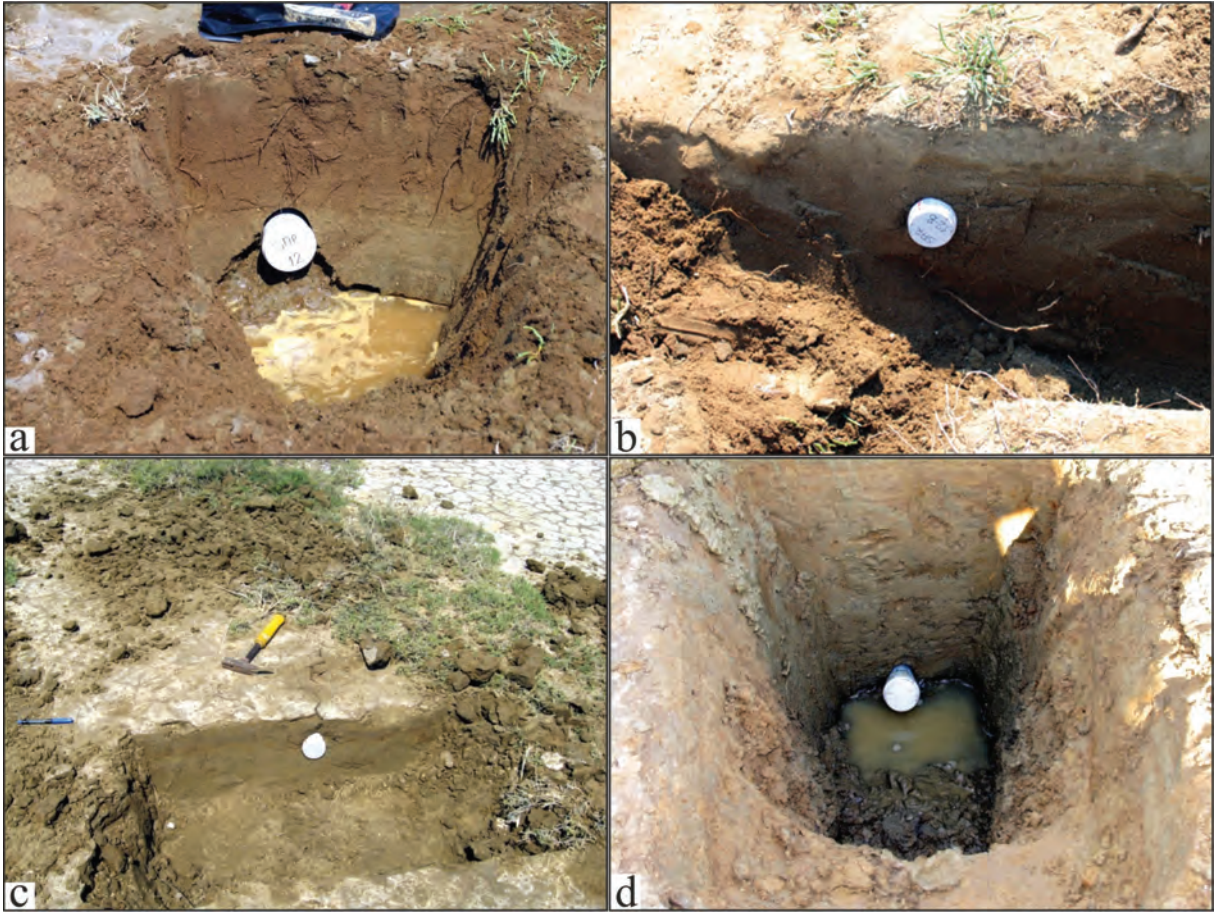
Saros Körfezi doğusunda, Kavak Deresinin yığıldığı alüvyonlarla kaplı Kadıköy-eski Evreşe ovasında (Kavak Deltası) tuzlu bataklık depolarının içinde açılan yarmalardan derlenen örneklerin (Şekil 1c) günümüz sahilinden olan uzaklıkları 85-2350 m, günümüz ortalama deniz seviyesinden olan yükseklikleri ise 2-5 m arasında değişmektedir (Çizelge 1). Örneklerin yüzeye göre derinlikleri ise 15 ile 73 cm arasında değişmektedir (Şekil 2). Kot yükseklikleri 2 ve 3 m seviyelerinde

olan 5 ve 3 numaralı istasyonların dışındaki tüm örnekler sahil gerisinde yer alan ve yükseklikleri 3-6 m arasında değişen stabilize kıyı kumulların gerisinde kalmaktadır. Genişliği yaklaşık 300-500 m arasında değişen kumullar ile gerisindeki tuzlu bataklık arasındaki geçiş keskin sınırlıdır (Özcan vd. 2010). Başlıca dört fasiyes halinde incelenebilen kumulların oluşmaya başlamasının OSL yaşı en azından 670 yıl olarak verilmektedir (Erginal vd. 2009). Foraminifer, ostrakod ve mollusklerin şimdiye kadar bilinen derinlik ve zonları ise Çizelge 2’de verilmiştir.

Çizelge 1. İncelenen çökel örneklerinin denize uzaklıkları, derinlikleri ve OSL yöntemi ile elde edilen yaşları.

Table 1. Distance to the present shoreline, elevation, depth, and OSL dating results of the sediment samples used in this study.

Örnek No / Sample No	Sahile uzaklık / Distance to shoreline (m)	Kot / Elevation (m)	Örnek derinliği / Depth (cm)	OSL Yaşı / OSL Age (yıl / year)
3	85	3	32	1963±14
5	135	2	21	1914±20
6	820	4	30	664±89
7	965	5	22	MÖ/AD 210±100
8B	880	5	73	436±98
9	670	5	23	701±80
10	770	4	23	525±132
11	840	4	65	1454±48
12A	390	3	35	1526±36
12B	390	3	33	1549±34
13	425	4	18	1705±54
14	360	3	15	1428±37
15C	2350	5	50	669±81



Şekil 2. a-d) Örnek yerlerinin arazi görünüşleri; a: 12A, b: 12B, c: 4, d: 8B.

Figure 2. a-d) Field images of sample locations; a: 12A, c: 12B, c: 4, d: 8B.

Çizelge 2. Derinliğe göre batimetrik zonların isimlendirilmesi (Sgarrella ve Moncharmont Zei, 1993; Breman, 1975; Wakefield ve Monteil, 2002).

Table 2. Bathymetric zones according to depth (Sgarrella and Moncharmont Zei, 1993; Breman, 1975; Wakefield and Monteil, 2002).

Batimetrik Zon / Bathymetric zones	Üst Limit / Upper Limit (m)	Alt Limit / Lower Limit (m)
İnfralitoral/Epineritik	0	40-50
Sirkalitoral/İnfraneritik	Üst Sirkalitoral	40-50
	Alt Sirkalitoral	80-100
Üst Batiyal	150-200	400-500
Orta Batiyal	400-500	1000
Alt Batiyal	1000	2000
Abisal	2000	6000
Hadal	>6000	

Mikrofosil Analizi

Foraminifer ve ostrakod analizleri Babin (1980) ve Bignot (1985)'e göre yapılmıştır. 5'er gr olarak tartılan kuru örneklerin üzerine %10'luk H₂O₂ eklenerek 24 saat bekletilmiş ve bunu takiben 0.063 mm'lik elekte tazyikli su ile yıkanmış, 50°C'lik etüvde kurutulduktan sonra 2.00, 1.00, 0.500, 0.250, 0.125 mm'lik eleklerde elenmiştir. Bu örnekler binoküler mikroskopta incelenerek, içerdikleri bentik foraminifer, ostrakod ve mollusklar ayırtlanmıştır. Foraminiferlerin belirlenmesinde Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Avşar 2002; Meriç vd., 2002, 2004 a ve b, 2008; Sakıncı, 2008; Meriç vd., 2009a,b; Frontalini vd., 2015'nin, ostrakodların tayininde Bonaduce vd., 1975; Breman, 1965; Krstic, 1977; Van Morkhoven, 1963; Yassini, 1979'un, mollusk türlerinin tayinlerinde Öztürk vd., 2014'ün çalışmalarından faydalanılmıştır.

Sayısal Yaş Verileri

Üzerinde çalışılan 15 örnekten 13'ü üzerinde çökellerin ışık uyarmalı lüminesans yöntemi (OSL: Optically Stimulated Luminescence) ile sayısal yaşlandırma yapılmıştır. Bu yöntem güneş ışığı altında kuvars minerallerinin elektronlarını serbest bırakması temeline dayanmaktadır (Aitken, 1985). Örnek 7 dışında kalan sedimentlerin depolanma yaşları milattan sonraki dönem içinde kalmaktadır (Çizelge 1).

FAUNAL TOPLULUK

Foraminiferler

İncelenen 14 örneğin (3, 5, 6, 7, 8B, 9, 10, 11, 12A, 12B, 13, 14, 15B ve 15C) 11 tanesinde foraminiferlerden *Spirillina* cf. *vivipara* Ehrenberg, *Vertebralina striata* d'Orbigny, *Adelosina cliarensis* Heron-Allen ve Earland, *Spiroloculina ornata* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Massilina secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Triloculina marioni* Schlumberger, *T. scherberiana* d'Orbigny, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *P. oblonga* (Montagu), *Rosalina bradyi* Cushman, *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* (Cushman), *Challengerella bradyi* Billman, Hottirger ve Oesterle, *Porosonion subgranosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. advenum* (Cushman), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. macellum* (Fichtel ve Moll) gibi 18 cins ile 27 türden oluşan ve Ege Denizi için karakteristik olan bir topluluk gözlenmiştir (Çizelge 3).

Çizelge 3. Çalışılan alanda tanımlanan foraminiferlerin istasyonlara göre dağılımı ve ortamsal özellikleri (Meriç vd., 2004 b'nin çalışmalarından faydalanılmıştır).

Table 3. Spatial distribution and environmental characteristics of the foraminifera identified in the study area (utilized from Meriç et al. 2004 b).

Foraminifer / Foraminifera	İstasyonlar / Study Area											Derinlik (m) ve zon / Depth (m) and zone
	3	5	6	7	8B	9	10	11	12A	12B	15C	
<i>Spirillina cf. vivipara</i>							X					11 – 226, infralittoral ve sirkalittoral
<i>Vertebralina striata</i>					X							1 – 106, infralittoral ve üstsirkalittoral
<i>Adelosina cliarensis</i>					X							1 – 550, infralittoral ve üstsirkalittoral
<i>Spiroloculina ornata</i>				X								12 – 550, infralittoral ve altepibatıyal
<i>Siphonaperta aspera</i>		X		X	X							1 – 305, infralittoral ve üstepibatıyal
<i>Massilina secans</i>					X							16 – 41, infralittoral
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>				X	X							4 – 500, infralittoral ve nadiren alt ve üstsirkalittoral
<i>Quinqueloculina seminula</i>	X	X	X	X	X							12 – 630, infralittoral, sirkalittoral ve altepibatıyal
<i>Triloculina marioni</i>				X	X							3 – 550, infralittoral ve üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Triloculina scherberiana</i>					X					X		10 – 151, infralittoral, nadiren sirkalittoral
<i>Sigmoilinita costata</i>										X		3 – 550, infralittoral, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral, alt epibatıyal
<i>Pseudotriloculina laevigata</i>				X								11 – 550, infralittoral, altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Pseudotriloculina oblonga</i>					X							10 – 106, infralittoral ve üstsirkalittoral, nadiren üstepibatıyal
<i>Rosalina bradyi</i>	X											12 – 50, infralittoral, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Lobatula lobatula</i>				X			X					27 – 550, infralittoral, üstsirkalittoral, sık olarak altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Aubignyna perlucida</i>					X		X					10 – 80, infralittoral ve üstsirkalittoral
<i>Ammonia compacta</i>			X	X	X		X		X			4 – 500, infralittoral-üstsirkalittoral, çoğunlukla altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	X	X	X	X	X		X		X	X		3 – 550, infralittoral, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ile üstepibatıyal
<i>Ammonia tepida</i>	X	X	X	X	X		X					18 – 550, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ile üstepibatıyal zon
<i>Challengerella bradyi</i>				X	X		X			X		11 – 305, infralittoral, üstsirkalittoral, çok nadir üstepibatıyal zon
<i>Porosonion subgranosum</i>			X	X			X					27 – 500, infralittoral, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ve üstepibatıyal zon
<i>Elphidium aculeatum</i>							X					3 – 550, infralittoral, üstsirkalittoral, nadiren altsirkalittoral, altepibatıyal
<i>Elphidium advenum</i>							X					3 – 500, infralittoral, üst sirkalittoral, nadiren altsirkalittoral ve epibatıyal
<i>Elphidium complanatum</i>		X	X		X	X	X	X				12 – 550, infralittoral, sirkalittoral, altepibatıyal
<i>Elphidium crispum</i>		X	X	X	X		X					3 – 550, infralittoral, sirkalittoral, altepibatıyal

Ostrakodlar

İncelenen 14 örnekten 8 tanesinde (5, 6, 7, 8B, 10, 12A, 13 ve 15B) ostrakodlardan 9 cins ve 9 tür bulunmuştur. Bunlar *Candona parallela pannonica* (Zalanyi), *Candona (Pseudocandona)* sp., *Ilyocypris bradyi* (Sars), *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars), *Cyprideis torosa* (Jones), *Ponthocythere elongata* (Brady), *Semicytherura incongruens* (Müller), *Palmoconcha agilis* Ruggieri, *L. gibberosa* Terquem, *Cytherois* sp., *Xestoleberis communis* (Müller), *Xestoleberis* sp. olarak adlandırılmıştır (Çizelge 4).

Mollusklar

Örneklerden 7 tanesinde (3, 5, 6, 7, 8B, 10 ve 12A) mollusklara ait 10 cins ve 8 tür saptanmıştır. Bunlar *Cerithidium submamillatum* (De Rayneval ve Ponzi), *Hyalea vitrea* (Montagu), *Modiolula phaseolina* (Philippi), *Lucinella divaricata* (Linné), *Tellina pygmaea* (Loven), *Gastrona fragilis* (Linné), *Abra* sp., *Psammobia* sp., *Gouldia minima* (Montagu)'dır (Çizelge 5).

Çizelge 4. Çalışma alanında tanımlanan ostrakodların istasyonlara göre dağılımı (Van Morkhoven, 1963; Bonaduce vd., 1975; Breman, 1975; Krstic, 1977; Yassini, 1979; Meisch 2000 çalışmalarından yararlanılmıştır).

Table 4. Spatial distribution and environmental characteristics of the ostracoda identified in the study area (utilized from Van Morkhoven, 1963; Bonaduce vd., 1975; Breman, 1975; Krstic, 1977; Yassini, 1979; Meisch 2000).

Ostrakod / Ostracoda	İstasyonlar / Study Area								Derinlik (m) ve Ortam Depth (m) and environment
	5	6	7	8B	10	12A	13	15B	
<i>Candona (Pseudocandona)</i> sp.								X	Derinlik verilemez, tatlı su
<i>Candona parallela pannonica</i>							X	X	Derinlik verilemez, tatlı su
<i>Ilyocypris bradyi</i>				X					Derinlik verilemez, tatlı su
<i>Tyrrhenocythere amnicola</i>	X	X		X	X	X			0 – 30 İnfralitoral (tatlı su, acı su ve deniz kıyısı)
<i>Cyprideis torosa</i>			X		X				Derinlik verilemez, (tatlı su, acı su ve deniz kıyısı)
<i>Cushmanidea elongata</i>	X			X					0 – 50 İnfralitoral/Epineritik
<i>Semicytherura incongruens</i>			X						20 – 125 İnfralitoral-Sirkalitoral (Adriyatik Denizi'nde optimum 42 de bulunmuştur)
<i>Palmoconcha agilis</i>									0 – 170 İnfralitoral-Sirkalitoral (Adriyatik Denizi'nde optimum 46 de bulunmuştur)
<i>Loxococoncha gibberosa</i>				X					0 – 85 İnfralitoral-Üstsirkalitoral (Adriyatik Denizi'nde optimum 42 de bulunmuştur)
<i>Cytherois</i> sp.				X					0 – 50 İnfralitoral/Epineritik
<i>Xestoleberis</i> sp.			X						0 – 40/50 İnfralitoral
<i>Xestoleberis communis</i>				X					2 – 54 İnfralitoral/ Sirkalitoral (Cezayir, Bou-İsmail Körfezi, Adriyatik Denizi'nde 0-125 ye kadar)

Çizelge 5. Çalışılan alanda tanımlanan molluskların istasyonlara göre dağılımı ve ortamsal özellikleri (Öztürk vd., 2014'ün çalışmasından faydalanılmıştır).

Table 5. Spatial distribution and environmental characteristics of the mollusks identified in this study (utilized from Öztürk et al. 2014).

Mollusk / Mollusk	İstasyonlar / Study Area							Derinlik (m) ve zon / Depth (m) and zone
	3	5	6	7	8B	10	12A	
<i>Cerithidium submamilatum</i>				X	X			1 – ?? İnfra-litoral-???
<i>Hyalea vitrea</i>		X						0.5 – 50 infra-litoral
<i>Modiolula phaseolina</i>					X			1 – 100 infra-litoral ve üst sirkalitoral
<i>Lucinella divaricata</i>						X		1 – 60 infra-litoral ve üst sirkalitoral
<i>Spisula subtruncata</i>				X				0.5 – 200 infra-litoral ve sirkalitoral
<i>Tellina pygmaea</i>			X	X			X	0.5 – 100 infra-litoral ve üst sirkalitoral
<i>Gastrana fragilis</i>			X					0.5 – 100 infra-litoral ve üst sirkalitoral
<i>Abra</i> sp.				X				Türüne göre derinlik sınırı çok farklılık gösterebiliyor (30 – 3665) infra-litoral ve alt epibatyal
<i>Psammobia</i> sp.				X				Türüne göre derinlik sınırı çok farklılık gösterebiliyor (25 – 1179) infra-litoral ve alt epibatyal
<i>Gouldia minima</i>	X						X	2 – 1287 infra-litoral ve alt epibatyal

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Saros Körfezi doğusundaki tuzlu bataklık alandan oluşan düzlükte kumul kumlarının içerisinde açılan yarmalardan elde edilen örneklerde foraminifer, ostrakod ve mollusk toplulukları üzerine yapılan paleontolojik analizler ve optik uyarmalı ışınım tekniği (OSL) ile yapılan yaşlandırmalar, örneklerin MÖ 210±100 yıl ile MS 1963±14 yıl arasında buldukları yerde depolandıklarını göstermiştir. Örneklerin çevre jeomorfolojisi içindeki dağılımları ve içlerindeki denizel kaynaklı güncel fosiller tuzlu bataklıktan oluşan düzlük alanda büyük ölçekli deniz suyu girişlerini göstermektedir. Sedimantolojik ve mikropaleontolojik bulgular, hâkim meteorolojik ve oşinografik koşullar ile birlikte değerlendirildiğinde, yaklaşık 2200 yıl içinde farklı zamanlarda etkili olan deniz suyu girişlerinin, genel olarak büyük fırtınalar şeklinde oluştuğu düşünülmektedir.

Saros Körfezindeki dalgalar genellikle rüzgâr kaynaklıdır. Ancak kıyı bölgelerini etkileyen rüzgâr ve dalgaların genel özelliklerini belirlemek amacıyla yapılmış kısa veya uzun süreli herhangi

bir şamandıra ölçümü yoktur. Bu nedenle dalga-iklim bilgileri rüzgâr atlaslarına göre belli kabullerle modellenmektedir (Özhan ve Abdalla, 1999). Bu modellere göre, Ekim-Nisan aralığında hâkim olan polar ve Mayıs-Eylül aralığında hâkim olan tropikal hava kütlelerinin geçiş sahasında yer alan çalışma bölgesinde rüzgâr en etkili dış kuvvet olup, genel olarak kuzey – kuzeydoğu sektörlüdür. Ancak frontal dönemlerde cephe geçişlerine bağlı olarak kuvvetli Lodos rüzgârları da görülmektedir. Güneybatı sektörlü rüzgârların hâkim olduğu sonbahar ve kış aylarında, özellikle Aralık ve Ocak aylarında, “en yüksek ve en büyük” rüzgâr hızı 25 m/s değerlerine kadar yükselmektedir (Özhan ve Abdalla, 1999). Aylık ortalama belirgin dalga yükseklikleri kış aylarında 2,5-3 metreye ulaşmaktadır. En yüksek dalga yüksekliği ise Şubat ayında 4 m (ortalama dalga dönemi 7 s) olarak hesaplanmıştır (Özhan ve Abdalla, 1999). Belirgin dalga yüksekliğinin değişik yönlerden oluşma oranlarını gösteren yıllık dalga gülüne göre, hâkim dalga yönleri KKD ve KD'dur. Kış (%8) ve Sonbahar (%5) aylarında ise güneybatı yönlü dalgalar önem kazanmaktadır.

Çalışılan örneklerde foraminiferlerden akarsu ağzında yaşayan *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland) birkaç örnek ile temsil edilmektedir. Ostrakodlardan 15B ve 13 no'lu istasyonlarda tatlı su formu olan *Candona parallela pannonica* (Zalanyi) ile *Candona (Pseudocandona)* sp. bulunmuştur. Denizel formlar ile birlikte yine tatlı su ortamını simgeleyen *Ilyocypris bradyi* (Sars)'nin 8B örneğindeki varlığı dikkat çekicidir. Mollusklerin ise tümüyle denizel formlar tarafından temsil edildiği saptanmıştır.

Elde edilen foraminifer örneklerine ait bazı bireylerde kavkı kenarlarının kırık olduğu gözlenmiştir. Özellikle yassı formlar olan *Elphidium complanatum* (d'Orbigny) türüne ait bireylerin kavkılarının sürüklenme sonucu kırıldığı düşünülmektedir. *Elphidium complanatum* 5, 6, 9, 11 no'lu örneklerde fert sayısı az (1-3) olarak, 8, 10 no'lu örneklerde ise bol olduğu ve kırık kavkılarının yaklaşık % 35-40 arasında değiştiği gözlenmiştir. Bu durum, Marmaray Yenikapı istasyon bölgesindeki kazılarında elde edilen *Elphidium complanatum* kavkılarında (Meriç vd., 2007) büyük benzerlik göstermektedir. Bu çalışmada ayrıca Marmara'nın karakteristik Lodos fırtınalarının, mollusk kavkı kırıntıları ile 5-30 m hatta 40 m derinlikte yaşayan monakson tip sünger spiküllerini Yenikapı'da güncel kıydan 1.5 km içeride çıkartılan batık gemi enkazlarının içine kadar sürükleyebildiği öne sürülmüştür. Sirkeci-Bakırköy sahil yolu yapılmadan önce (1958), Lodos fırtınasının sahile vurduğu kıymetli malzemelerin yerel dilde "lodosçular" olarak adlandırılan kişiler tarafından toplandığı da bilinmektedir.

Yaklaşık 2200 yıl içinde farklı zamanlarda etkili olan bazı uzun menzilli deniz suyu girişlerinin, büyük fırtınalar şeklinde oluşacağı gibi tsunamiler şeklinde de olabileceği de düşünülebilir. Nitekim, OSL yaşlandırmasına göre, 1672 depreminde KD Ege'de oluşan depremin oluşturduğu tsunami dalgalarının Kavak

Deltasındaki gelgit kanalları boyunca iç kısımlara taşınmış olabileceği belirtilmiştir (Erginal vd., 2009). Bahse konu bu tsunami hadisesinde Bozcaada'da evlerin dalgaların altında kaldığı (Soloviev vd. 2000), Kos adasında anormal dalgaların gözlemlendiği (Papadopoulos vd. 2007; Yolsal vd. 2007) belirtilse de, Ambraseys (1962) bu depremin tsunami üretmediğini belirtmektedir.

Buna karşılık sahile uzaklığı 135 m olan ve önünde kıyı kumulu yer almayan 5 numaralı örneğimizden elde edilen OSL yaşı 9 Şubat 1893 Kuzey Ege depremi tsunamisi ile uyumludur. Bu tsunaminin Dedeagaç kıyılarında, Semadirek Adasında ve Saros Körfezinde (Karnik, 1971; Ambraseys, 2002) etkili olduğu bilinmektedir. 7 numaralı örneğin de tarihsel bir tsunami (330 BC) ile örtüşmesi söz konusudur, ancak hem örneğin OSL yaşının hem de depremin kesin tarihinin hata payları oldukça fazladır.

Açılan hendeklerde (örneğin 12A, B, 13, 14 ve 15C) çeşitli sivilaşma izleri gözlenmiş ve bu örneklerden alınan OSL yaşları bölgedeki bazı önemli depremlerle denetlenmiştir (Altınok vd. 2013). Örneğin 13 numaralı örnek bölgedeki 1659, 1719, 1730, 1752 veya 1756 depremine karşılık gelebilir. 8B ve 10 örnekleri 394, 476 ve 484 depremleri ile; 11 örneği ise 1437, 1456 ve 1471 depremleri ile örtüşmektedir. Yine 14 örneği 1402 veya 1456 depremine karşılık gelebilir. Ancak bu depremlerin hiçbirinde tsunami oluşmamıştır (Altınok vd. 2011).

Sonuç olarak, çalışılan toplulukta nehir ağzında bilinen bir foraminifer türü ile sulu-karasal ortamda bilinen ostrakodların az sayıda varlığının yanısıra faunanın neredeyse tamamının denizel olması, foraminifer kavkılarındaki sürüklenme kırıklarının tespit edilmesi, elde edilen yaş verilerine göre Milattan Önce ve çoğunlukla Milattan Sonra farklı tarihlerde meydana gelen büyük fırtınalar ve kısmen de tsunamiler nedeniyle dalgaların körfezin doğusunda birkaç yüz metre

ve bazen de birkaç km içeriye kadar ilerleyerek geniş düzlük alanları etkisi altına almış olduğu anlaşılmaktadır.








Aday çökellerin tsunami deposu olup olmadıkları, bunların detaylı inorganik ve organik içeriklerini ortaya koyan biyojeokimyasal analizler dışında, jeolojik olarak da belirlenebilir (Goff, J., Chagué-Goff, C., 2012). Bunun için tsunami depolarının tane boyutuna, kara içine olan sürekliliklerine, iç tabakalanmalarına, uyumsuz veya erozif alt ve kırıntılı malzemeler içerebilen üst birimlerinin özelliklerine, depolanma içindeki sıvılaşmanın varlığına, içerdikleri minerallerin manyetik özelliklerine ve kaynağa bağlı ağır mineral içeriklerine bakılır. Tsunami çökelleri daha uzun mesafeler takip edilebilirken, fırtına dalgaları tarafından oluşturulmuş çökeller sürekli tekrarlanan ardalanmalar şeklinde oluşmaktadır. Geniş bir yelpazeye yayılan kabuk yaşları tsunaminin göstergesidir. Güncel paleotsunami çökeltilerinin üst yüzeyinde küçük ve kırılğan kabuklu deniz hayvanlarına ve düşük yoğunluklu parçalara rastlanır. Karasal diatomlar ise, tsunami dalgasının geriye olan hareketi sırasında iç kısımlardan gelerek, çökelen tsunami depolarının üst kısmında yer alırlar. Foraminiferlerde de belirgin değişiklikler ortaya çıkar. Fırtına çökellerinden farklı olarak tsunamilerde daha derin su türlerine rastlanır. Kaynağa bağlı olarak foraminifer miktarında artış olur ve farklı kırık şekilleri gözlenir. Polen konsantrasyonu ise tsunami depolarında genellikle daha düşüktür. Çalışma sahasında elde ettiğimiz ön paleontolojik bulgular dikkate alındığında, bölgeyi kapsayan daha geniş bir alanda çok disiplinli araştırmaların yapılması önerilmektedir.

EXTENDED SUMMARY

This study was carried out to investigate the effects of major seawater invasion at different times in the east of Gulf of Saros (Kadıköy-eski Evreşe) in the North Aegean Sea. Sediment

*samples were collected from shallow trenches in the salty swamp area between the modern coast and Edirne-Çanakkale highway, 85 to 2350 m far from the shoreline. The samples at the southern part of the studied area, just to the north of the Kavak Creek, are located behind a dune field lying parallel to the coast. The depth of the samples varies between 15 and 73 cm below the soil surface. According to the data obtained by the Optically Stimulated Luminescence (OSL) method, the deposit ages of the samples were between the years of 210 ± 100 BC and 1963 ± 14 . We observed foraminifera (11), ostracoda (8) and molluscs (7) in the samples. Except *Aubignyna perlucida*, the foraminifer assemblages are represented by marine genera and species. In addition, we observed fractures on the margins of test of some specimens belonging to the flat foraminifer species. Besides marine ostracods, we have also found fresh water ostracodes (*Ilyocypris bradyi* and *Candona parallela pannonica*) in the samples. The Mollusca fauna is represented by marine genera and species. In most cases, the waves in the Gulf of Saros are wind-driven. Their significant wave heights and directions vary seasonally. The average wave heights reach monthly 2.5-3 meters in winter. The presence of a mixed terrestrial and marine fauna in the studied assemblages and the detection of drift fractures on the foraminifera tests indicate that the impact of large storms on different dates in the last 2200 years has taken the impact of large coastal areas inward several kilometres in the east of the gulf. The other source of the possible seawater inundations is tsunamis, mostly associated with some of the moderate to large earthquakes in the region; e.g. 330 BC, 1672 and 1893 events in our case. Our preliminary palaeontological results deserve further comprehensive multidisciplinary studies, which must cover larger areas.*

ORCID

- Engin Meriç  <https://orcid.org/0000-0002-5975-3678>
Yıldız Altınok  <https://orcid.org/0000-0003-0650-718X>
Bedri Alpar  <https://orcid.org/0000-0002-9694-1395>
Atike Nazik  <https://orcid.org/0000-0001-7996-7430>
Niyazi Avşar  <https://orcid.org/0000-0001-7866-8770>
M. Baki Yokeş  <https://orcid.org/0000-0002-9440-4561>
Nafiye G. Kıyak  <https://orcid.org/0000-0002-5429-2825>

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 351 s.
- Altınok, Y., Alpar, B., Özer, N. and Aykurt, H. 2011. Revision of the tsunami catalogue affecting Turkish coasts and surrounding regions, Natural Hazards and Earth System Sciences, 11 (2), 273-291.
- Altınok, Y., Alpar, B., Yalıtırak, C., Kıyak, N.G. and Zabcı, C. 2013. Tsunami effects on the eastern coast of Saros Bay, Turkey. 40th CIESM Congress Proceedings, Marseille, France, 28 October - 1 November 2013, Vol 40, p. 42.
- Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean, Bulletin of Seismological Society of America, 52 (4), 895-913.
- Ambraseys, N.N., 2002. Seismic sea waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries, Journal of Seismology, 6 (4), 571-578.
- Avşar, N., 2002. Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale üçgeni kıta sahanlığı (KD Ege Denizi) bentik foraminifer dağılımı ve taksonomisi. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni-Yerbilimleri, 26, 53-75, Ankara.
- Babin, C. 1980. Elements of Palaeontology. John Wiley and Sons, Chichester. 446 s.
- Bignot, G., 1985. Elements of Micropaleontology. Graham and Trotman Limited London, 217 s.
- Bonaduce, G., Ciampo, G. and Massoli, M., 1975. Distribution of ostracoda in the Adriatic Sea, Pubblicazioni Della Stazione Zoologica di Napoli, 40 Suppl., 1-304.
- Breman, E., 1975. The distribution of ostracodes in the bottom sediments of the Adriatic Sea. Vrije Universiteit te Amsterdam. Krips Repro Meppel, 165 s.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Yüce, H., Yalıtırak, C. and Kuşcu, İ. 1998. Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. Geo-Marine Letters, 17 (1), 1-9.
- Erginal, A.E., Kıyak Güney, N. and Özcan, H. 2009. Optically stimulated luminescence to date coastal dunes and a possible tsunami layer on the Kavak Delta (Saros Gulf, NW Turkey). Turkish Journal of Earth Science, 18 (3), 465-474.
- Frontalini, F., Kaminski, M. A., Mikellidou, I. and du Chatelet, E.A., 2015. Checklist of benthic foraminifera (class Foraminifera: d'Orbigny 1826; phylum Granuloreticulosa) from Saros Bay, northern Aegean Sea: a biodiversity hotspot. Marine Biodiversity, 45 (3), 549-567.
- Goff, J. and Chagué-Goff, C., 2012. A review of palaeo-tsunamis for the Christchurch region, New Zealand. Quaternary Science Reviews, 57, 136-156.
- Karnik, V., 1971. Seismicity of the European Area, Part 2. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 212 s.
- Krstic, N., 1977. The ostracod genus Tyrrhenocythere. In: Aspect of the ecology and zoogeography of recent and fossil ostracoda (Eds: Loffer, H. and Danielopol, D.). Dr. W. Junk b.v. Publishers, The Hague, 395-405.
- Kubanç, N., 2006. Saros Körfezi ostrakod (crustacea) faunası. Istanbul University Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 20, 27-43.
- Meriç, E., Avşar, N., Görmüş, M. ve Orak, H., 2002. Saros Körfezi (Kuzey Ege Denizi) Harmantaşı mevkii sualtı yükseltisi çevresinin foraminifer faunası ile bu alandaki kaynakların canlı yaşamına etkisi hakkında ön bulgular. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı, 22-24 Kasım 2002, İstanbul, 182-193.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Eryılmaz, M. ve Yücesoy-Eryılmaz, F., 2004a. Saros Körfezi'nin (Kuzey Ege Denizi) güncel bentik ve planktik foraminifer toplulukları ile çökel dağılımı. Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri (Geosound), 44-45, 1-44.

- Meriç, E., Avşar, N. and Bergin, F., 2004b. Benthic foraminifera of Eastern Aegean Sea (Turkey): Systematics and Autoecology. Turkish Marine Research Foundation and Chamber of Geological Engineers of Turkey, Publication 18, İstanbul, 306 s.
- Meriç, E., Perinçek, D., Avşar, N., Nazik, A., ve Yokeş, M.B., 2007, Yenikapı batıkları alt ve üst bölümlerinde gözlenen güncel çökellerin foraminifer, ostrakod ve mollusk içeriği. 11. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı, İstanbul, 128-139.
- Meriç, E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Nazik, A., Yokeş, B., Barut, İ.F., Yücesoy-Eryılmaz, F., Tuğrul, B., Görmüş, M., Öncel, M.S., Orak, H., Kam, E. ve Dinçer, F. 2008. Harmantaşı Mevkii (Saros Körfezi-Kuzey Ege Denizi) deniz içi kaynakları çevresinde foraminifer ve ostrakod topluluğuna bu alandaki çevresel koşulların etkisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 136, 63-84.
- Meriç, E., Avşar, N., Mekik, F., Yökeş, B., Barut, İ.F., Dora, Ö., Suner, F., Yücesoy-Eryılmaz, F., Eryılmaz, M., Dinçer, F., ve Kam, E., 2009a. Alibey ve Maden Adaları (Ayvalık-Balikesir) çevresi genç **çökellerinde gözlenen** bentik foraminifer kavkılarındaki anormal oluşumlar ve nedenleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 52 (1), 31-84.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Yokeş, B., Ergin, M., Eryılmaz, M., Yücesoy-Eryılmaz, F., Gökaşan, E., Suner, F., Tur, H., Aydın, Ş., ve Dinçer, F., 2009b. Çanakkale Boğazı'nın güncel bentik foraminifer, ostrakod ve mollusk topluluğunu denetleyen faktörler ile çökel dağılımının jeokimyası. Türkiye Jeoloji Bülteni, 52 (2), 155-215.
- Özcan, H., Erginal, A.E., Akbulak, C., Sungur, A., and Bozcu, M., 2010. Physico-chemical characteristics of coastal dunes on the Saros Gulf, Turkey. Journal of Coastal Research, 26 (1), 132-142.
- Özhan, E., ve Abdalla, S. 1999. Türkiye Kıyıları için Rüzgâr ve Derin Deniz Dalga Atlası, ODTÜ, İnşaat Müh. Böl., Ankara, 296-297.
- Öztürk B., Doğan A., Bitlis-Bakır B., and Salman A., 2014. Marine molluscs of the Turkish coasts: an updated checklist. Turkish Journal of Zoology, 38, 832-879.
- Papadopoulos, G.A., Daskalaki, E., Fokaefs, A., ve Giraleas, N., 2007. Tsunami hazards in the eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the East Hellenic Arc and Trench system, Natural Hazards and Earth System Sciences, 7, 57-64.
- Sakıncı, M., 2008. Marmara Denizi Bentik Foraminiferleri: Sistematik ve Otoekoloji. İstanbul Teknik Üniversitesi Rektörlüğü, Yayın No: 1638, İstanbul, 134 s.
- Sgarrella, F. and Moncharmont-Zei, M. 1993. Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology. Bollettino Della Societa Paleontologica Italiana, 32, 145-264.
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S. and Shchetnikov, N.A., 2000. Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.-2000 A.D., Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 237 s.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963. Post Palaeozoic ostracoda. Elsevier, Amsterdam, 2, 478 s.
- Wakefield, M.I. and Monteil, E. 2002. Biosequence stratigraphical and palaeoenvironmental findings from the Cretaceous through Tertiary succession, Central Indus Basin, Pakistan. Journal of Micropalaeontology, 21 (2), 115-130.
- Yassini, I., 1979. The littoral system ostracodes from the Bay of Bou-Ismaïl, Algiers, Algeria. Revista Espanola de Micropaleontologia, 11 (3), 353-416.
- Yolsal, S., Taymaz, T. and Yalçiner, A.C., 2007. Understanding tsunamis, potential source regions and tsunami prone mechanisms in the Eastern Mediterranean, The Geodynamics of the Aegean and Anatolia. The Geological Society, Special Publication, London, 201-230.



A New Comprehension of the Basement Undulation in North Iraq Resorting to Geomagnetic Investigation

Jeomanyetik Araştırmayla Kuzey Irak'taki Temel Ondülasyonu İçin Yeni Bir Anlayış

Maan Hasan Abdullah Almajid¹ , Marwan Mutib¹ 

¹*University of Mosul Department of Petroleum Reservoir Engineering, Mosul, Iraq*

Geliş/Received : 16.03.2019 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 17.06.2019 • Kabul/Accepted : 26.06.2019 • Baskı/Printed : 31.08.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: Because there are no wells in Iraq that go down to the basement complex of igneous and metamorphic rocks which are thought to be aggregated during the Late Precambrian, so the current study is important in tracking the surface boundary with the sedimentary cover and try to identify the structural appearance and the effect of this in construction of the geological situation in the region. The geophysical survey included 87 magnetic measurements with implantation the required corrections as well as using the upward continuation to remove the noises that not required in the present study.

A quantitative interpretation has been made using Oasis Montaj program across five magnetic profiles (Tr1, Tr2, Tr3, Tr4, and Tr5) with control of well logging, gravity, and seismic information. The results showed varying depths of the basement rocks ranging from 10 km in the northeastern part (Aqra structure) to less than 6 km in the south-west of the study area. In addition, a number of grabens, half grabens and horsts have been simulated in the magnetic sections for the present study.

Keywords: Magnetic survey, Basement rocks, Oasis Montaj, 2D modeling, Northern Iraq

Öz: Irak'ta, Geç Prekambriyen dönemine ait olduğu düşünülen magmatik ve metamorfik kayalardan oluşan temel kompleksine kadar inen hiçbir sondaj kuyusu bulunmadığından dolayı, bu çalışma; tortul istifte olan sınırı ve yapısal nitelikleri izlemek ve bölgedeki jeolojik gelişimin anlaşılması açısından önemlidir. Jeofizik araştırmada 87 manyetik ölçü alınmıştır, verilere gerekli düzeltmelerin yanında bu çalışma kapsamında olmayan ve gürültü olarak nitelendirilebilecek etkiler yukarı analitik uzanım tekniğiyle giderilmiştir.

Beş adet manyetik profil verisi için (Tr1, Tr2, Tr3, Tr4 ve Tr5) kuyu logu, gravite ve sismik bilgilerin kontrolünde Oasis Montaj programı kullanılarak nicel bir yorumlama yapılmıştır. Sonuçlar, temel kayaların çalışma alanının kuzeydoğu kesiminde (Aqra yapısı) 10 km'den çalışma alanının güneybatısındaki 6 km'den daha düşük bir seviyeye kadar değişen derinliklerini göstermiştir. Ayrıca, bu çalışmada manyetik kesitlerde bir dizi graben, yarı-graben ve horst simüle edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Manyetik araştırma, Temel kayalar, Oasis Montaj, 2B Modelleme, Kuzey Irak

*Makalenin Öz ve Genişletilmiş Özet kısımları orijinalinden Türkçeye Dr. İsmail Onur Tunç ve Doç. Dr. Yunus Levent Ekinci tarafından tercüme edilmiştir.

INTRODUCTION

The geomagnetic technique is usually used as a reconnaissance method to derive the architectural style of the basement complex surface which reflects the formation of the sedimentary basins that are very important in the accumulation of hydrocarbon resources. The mathematical expressions of the geomagnetic method are more complex than other potential approaches due to variation of the magnetic vector elements of the dipolar properties and the wide range of magnetic susceptibility. The purpose of the magnetic method is to determine the spatial variation of the geomagnetic field in the survey area and use these variations to deduce the geometry, depth and magnetic characteristics of subsurface rocks. The sedimentary rocks always are so much less magnetic than the underlying basement, usually igneous or metamorphic rocks, that the magnetic effects are almost the same as if the sediments were not present (Nettleton, 1976).

The magnetization of rocks has both direction and magnitude and can be a combination of both remnant and induced magnetization. The induced magnetization which is often the most important component within a source body depends on the rocks magnetic susceptibility that is the degree of the ease with which a rock may be magnetized when induced by an external magnetic field. On the

other hand, the remnant magnetization depends on the history of the rock solidification. The distortion of polarization by remnant magnetization is not regular or consistent enough to cause serious problems in magnetic interpretation. However, the remnant magnetization of the Iraqi basement seems to be in the normal direction of the present geomagnetic field rather than in reverse (Baban, 1983).

The area is located in Northern Iraq within the foot hill and high folded zones bounded by longitudes 42°36'E – 43°34'E and latitudes 36°51'N – 37°14'N. It includes a number of low and high mountains (Kand, Dahkan, Alqush, Shaikhan, Duhok, Bekher, Atrush, Birifka, Chia Gara, Maten, Aqra, Piris and Barat; Figure 1). The magnetic stations were selected to pass a number of anticlines such as (Bekher, Shaikhan, Aqra, Piris).

Mutib et al. (2019) identified several grabens, half grabens and horsts from the modeled profiles, surrounded by normal and reverse faults which displayed in the sedimentary sections by gravity “lows” and “highs” across Aqra anticline.

Al-Brifkani (2008) has already set a schedule of the outcropping geological formations nearby the study area showed their thicknesses, ages and lithology (Table 1).

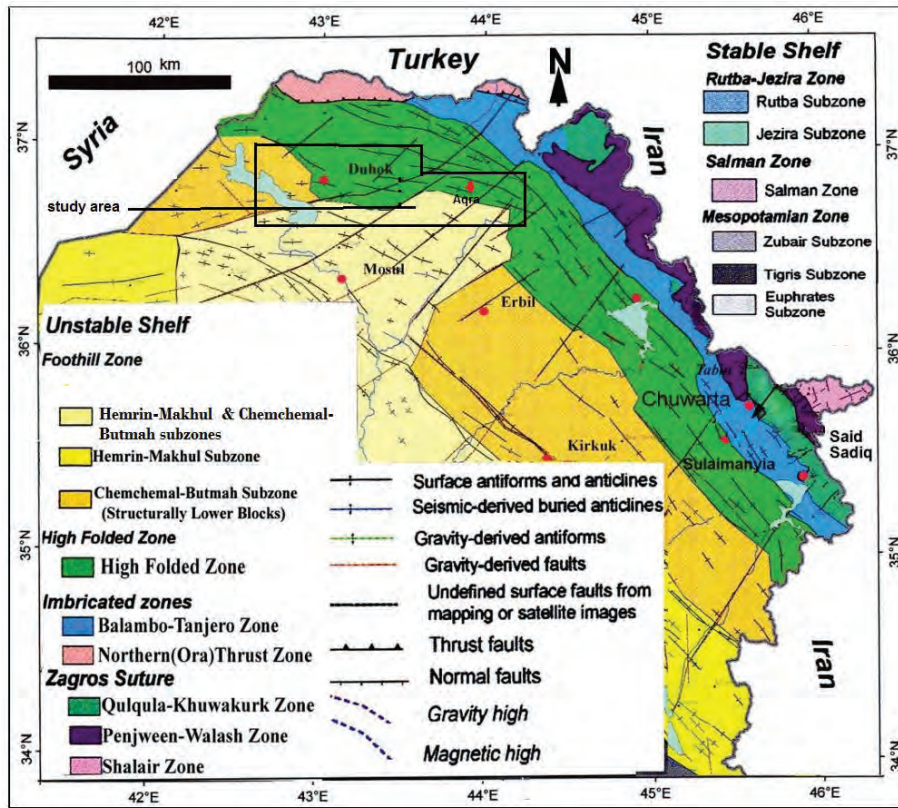


Figure 1. Tectonic zones and structural elements of unstable shelf (Jassim and Goff, 2006) with the location of the study region.

Şekil 1. Çalışma alanının konumu ile duraysız şelfteki tektonik zonlar ve yapısal unsurlar.

MATERIALS AND METHODS

Magnetic Data Correction

The present field magnetic measurements were exposed to filter the different unwanted sources as magnetic noises such as cars, railways, pipe-lines ... etc as well as removals of the diurnal variation in the earth's magnetic field. It was thus important to establish a local base station in a magnetically quiet area and re-visited within one hour as recommended by Reynolds (2003).

The normal field correction was performed by subtracting the theoretical field obtained by the International Geomagnetic Reference Field (IGRF), from the corrected magnetic observations. This correction can be implemented from published map and tables or from certain site (www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators). In the current study we did not need to correct the magnetic terrains (e.g., over lava flows or mineralized intrusions) because they do not exist (Lowrie, 2007).

Table 1. The outcropped formations in the study area from their typical locations after (Al-Brifkani, 2008).*Çizelge 1. Tip lokasyonlarından, çalışma alanında yüzeyleyen formasyonlar (Al-Brifkani, 2008).*

ERA	PERIOD	EPOCH	FORMATION	THICKNESS	DESCRIPTION
Cenozoic	Pliocene		Bakhtiari		Claystone, silty pebbly conglomerate, conglomerate.
	Miocene	M-U	Fars Group		Marl, claystone, sandstone
	Eocene	M-U	Pilaspi Limestone	85 m	White chalky limestone partly dolomitic, recrystallized karstic in places, porous
	Eocene	M	Gercus	838 m	Moderately compact claystone -partly fissile silty with thin beds of green marl, plastic and thin horizon of conglomerate massive, brecciated sandy and white slightly hard gypsum layers and nodules
	Paleocene-Eocene	UP-LE	Kolosh	777 m	Highly deformed silty claystone mainly green
Mesozoic	Cretaceous	U	Hadiena	755 m	Conglomeratic, fragmental and brecciated limestones alternating with fragmental shelly limestone with frequent hematite breccias and calcareous marls, ferruginous.
	Cretaceous	U	Bechma Limestone	315 m	Well bedded massive white-buff, fractured limestone
	Cretaceous	L	Qamchuqa Limestone	799 m	Massive dolomitic limestone at top, recrystallized, fossiliferous, karstified
	Jurassic-Cretaceous	UJ-LC	Chia Gara	232 m	Thin beds of limestone and yellowish marly limestone with shale at top
	Triassic	U	Kurra China	835 m	Dark brown black limestone alternated with dolomite, pyritic and fissile shale with slump structure with gypsum beds at the bottom cropped out at the Turkey border
	Triassic	M	Geli Khana	875 m	Dolomite, ferroginous with black chert, dolomitic limestone and shale
	Triassic	L	Beduh Shale	64 m	Shale, reddish brown, fissile with marl and limestone
	Triassic	L	Mirga Mir	200 m	Marly limestone, grey, oolitic silty at bottom
Paleozoic	Permian	U	Chia Zairi	811 m	Dark blue limestone, thin bedded detrital with silicified limestone, hard massive with chert nodules
	Carboniferous	L	Harur Limestone	62 m	Black organic limestone, thin bedded, detrital, intercalated with micaceous shale
	Carboniferous	L	Ora Shale	215 m	Black mica and calcareous shale with olive green marl and thin detrital limestone
	Devonian	U	Kaista	30 m	Dark blue argillaceous limestone, silty shale and streak of sandstone
	Ordovician		Chalki Volcanics	16 m	Dull greenish grey, red, white-olive basalt and soft red silt
	Ordovician		Pirispiki Red Beds	80 m	White massive cross bedded quartzite slightly reddish marl and sandstone, conglomerate lenticles and red shale.
	Ordovician		Khabour Quartzite Shale	800 m	Alternation of thin bedded fine grained sandstone, quartzite and silty micaceous shale, olive green -brown slightly metamorphosed

The proton precession magnetometer was applied to record the measurements. The type of device utilizes the precession of spinning protons or nuclei of the hydrogen atom in a sample of hydrocarbon fluid to measure only the total magnetic intensity within \pm one nT. The sensor was kept within one elevation (250 cm) above the ground surface throughout the survey so as not to be affected by magnetic objects scattered on the surface of the earth (Reynolds, 2003). The instrument showed a reasonable changing during the period of the field work (November-December, 2010) (Figure 2).

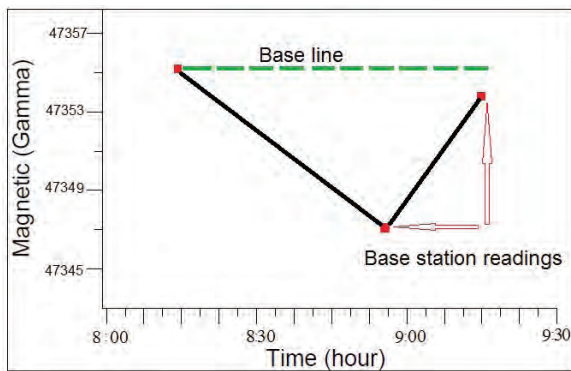


Figure 2. Diurnal curve for one-day magnetic work 20/11/20.

Şekil 2. Bir günlük manyetik çalışma için günlük eğri 20/11/20.

To facilitate the fieldwork survey, the magnetic stations were installed depending on the feasibility of access and the spacing distances which were necessary in detail the features underneath, minimize the costs and speed-up the fieldwork. The co-ordinations and altitudes of the stations were recorded from Garnet instrument

and therefore the lengths of the profiles were determined and plotted using DEM and the spacing between stations ranged between 500 and 5000 m.

The magnetic data were represented as the differences (Δ mag) between the relative measurements of the stations in the network and certain station (base-station) (Parasnis, 1997). Rock Susceptibility is the ratio of the induced magnetization value over external magnetizing field with dimensionless units. It forms the fundamental parameter in magnetic prospecting since the magnetic response of rocks and minerals is determined by the amount of magnetic materials in them.

Data Processing

There are several techniques for decomposition of a magnetic anomaly profile across the study structure. They range in complication from simple visual inspection of the anomaly pattern to advanced mathematical analysis (Lowrie, 2007).

The optimum upward continuation height was adopted in the present study using the experimental method by the correlation coefficient calculation (r) between the upward continuity at two sequential heights. The correlation coefficient is plotted as a function of continuation height increasing from zero to a level where the change in correlation coefficient values has clearly passed the point giving rise to a maximum deflection (Zeng et al., 2007). The height that gives the maximum deflection is the most appropriate height value (Figure 3).

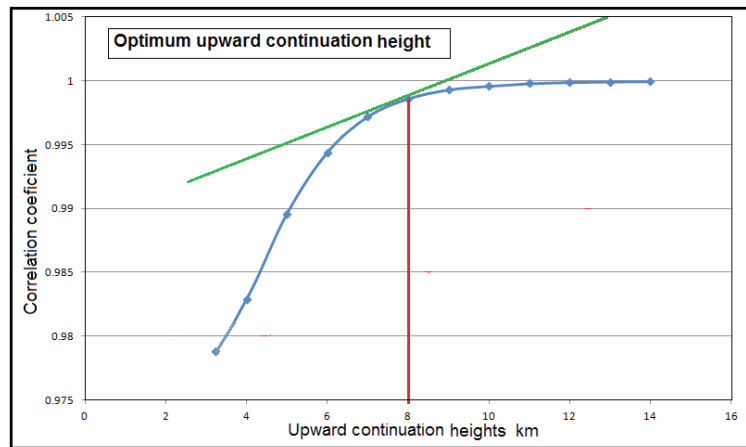


Figure 3. Cross-correlation between continuations of two successive upward heights versus the upward heights for one of magnetic profiles in the study area (Tr5).

Şekil 3. 2 ardışık uzanım yükseklikleri ile çalışma alanındaki manyetik profillerden birinin (Tr5) uzanım yüksekliği arasındaki çapraz ilişki.

Simulation Models

The design procedure of the models is based on interpreter experience and is produced from given anomalies resorting to their appearance and relations with the geology information over studied features. The qualitative models are tested and may be verified or falsified depending on the inventive imagination and a good geological information. The interpreter should use the easy estimation and a large number of possibilities and finding a suitable design. The interpretation includes also methodological aspects and an assessment of geological implications (Jacoby and Smilde, 2009).

Three steps were carried out according to the international references in the current study. The first step in the quantitative interpretation is the visual inspection of the station locations to choose the profile that crosses the interesting anomaly. The second is the estimation of the horizontal extension, depth, shape and thickness of the target by using a geological information (well logging, seismic sections, previous gravity studies; Al-Brifkani, 2008; Kent, 2010; Gulf Keystone, 2010). And the third is to establish a geometric model

which satisfies the above mentioned estimations and agrees with the geologic situation by using a recent computer programming (Geosoft, 2008).

Then the magnetic models were calculated based on Talwani, et al. (1959), Marquardt inversion algorithm and developed by the USGS with their computer program (Webring, 1985). GM-SYS is using a two-dimensional model for the magnetic calculations; which is, each structural unit expands to plus and minus infinity in the direction perpendicular to the profile with assuming that the earth to have no curvature. So, the model should extend plus and minus 30,000 kilometers along the profile to avoid edge effects.

Because the modeling software requires profiles with straight lines (according to Geosoft, program), a kriging grid was applied for each survey line using all magnetic stations which were projected perpendicularly onto this line, and the distances were always calculated from the first southernmost station on each line.

The susceptibility of different rock units of the causative bodies and the surroundings should be known as precisely as possible in order to calculate the contrast for both of the preliminary

estimations and the final calculations (Jacoby and Smilde, 2009).

In the present study, the geometrical models are also controlled with local seismic studies. The first model was performed along Bashiqa - Kand traverse which defined the causative faults of Bashiqa and Kand anticlines as shown in Figure

4 and using the seismic control from Kent (2010). The second was deduced passed along Shaikhan anticline and clarified two reverse faults (Figure 5) and depending on the seismic control of the Gulf Keystone (2010). Furthermore, all previous gravity, lithostratigraphic and structural studies were also taken into account to produce those models.

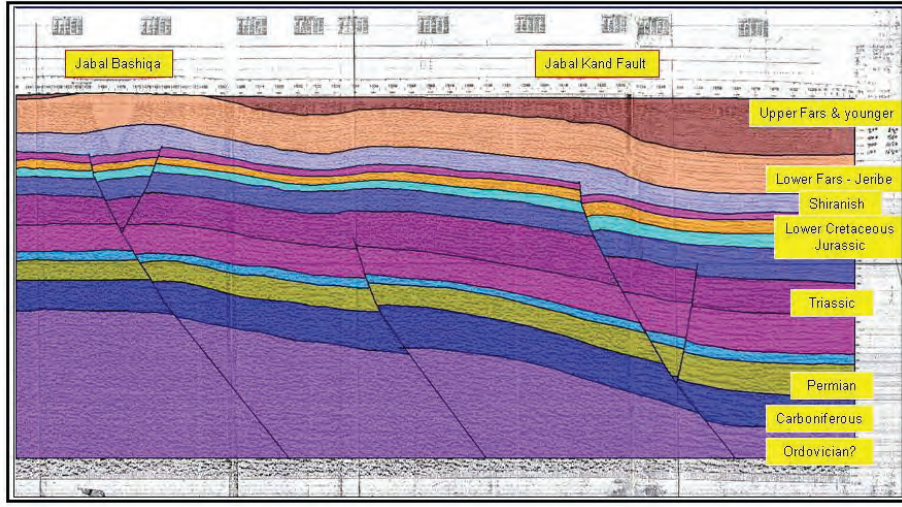


Figure 4. The seismic line passes the plunges of Kand and Bashiqa anticline (Kent, 2010).

Şekil 4. Kand ve Bashiqa antiklinali dalımlı ekseninden geçen sismik hat (Kent, 2010).

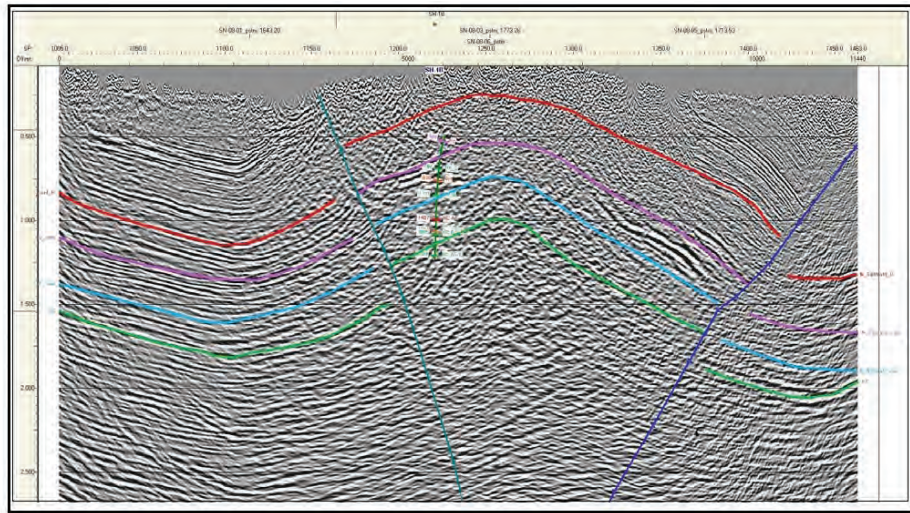


Figure 5. A north-south section of the Shaikhan anticline and interpreted reflectors of a seismic line SN-08-06. The well depth is 1.25km (Gulf Keystone, 2010).

Şekil 5. Shaikhan antiklinalinin kuzey-güney kesiti ve SN-08-06 sismik hattının yansıtıcılarının yorumu. Kuyu derinliği 1,25 km (Gulf Keystone, 2010).

RESULTS

Magnetic Profiles

Three magnetic susceptibility values for three layers (basement rocks, sedimentary cover without Gercus formation, and Gercus formation) were used to generate the required model of the profiles Tr1, Tr2, and Tr3. In contrast, the models of profiles Tr4, and Tr5 adopted two values of magnetic susceptibility for two layers (basement rocks, and sedimentary cover without Gercus formation) to recognize the basement rocks and their overlaying sedimentary cover. Specifications of the third Gercus rocks layers which constitute from red bed claystone have been taken into account in construction the models in the studied area which varies from place to place according to Hussain (2012). The Magnetic susceptibility contrast with value of 0.0013 emu/cc between basement rocks and sedimentary cover was taken in the study models, while 0.0001 emu/cc was used between Gercus formation and its surrounded rocks (Al-Shaikh et al., 1997). The normal magnetic field T, declination D and Inclination I were obtained from IGRF program with values of 47000 nT, 5°, 55° respectively.

The isolation of the residuals from the regional magnetic field in the study area was performed using the upward continuation empirical approach mentioned above (Zeng et al., 2007). Then, the produced upward continuation height was applied to obtain five models of residual magnetic profiles for the study area. Table 2 shows the optimum upward continuation heights that applied to obtain the residual magnetic profiles and the locations of magnetic profiles were drawn Applying DEM (Figure 6).

Table 2. The optimum upward continuation heights applied to obtain the residual magnetic profiles.

Çizelge 2. Rezidüel manyetik profilleri elde etmek için uygulanan optimum yukarı uzanım yükseklikleri.

Profile	Optimum upward height (km)
Tr1	6
Tr2	6
Tr3	6
Tr4	6
Tr5	8

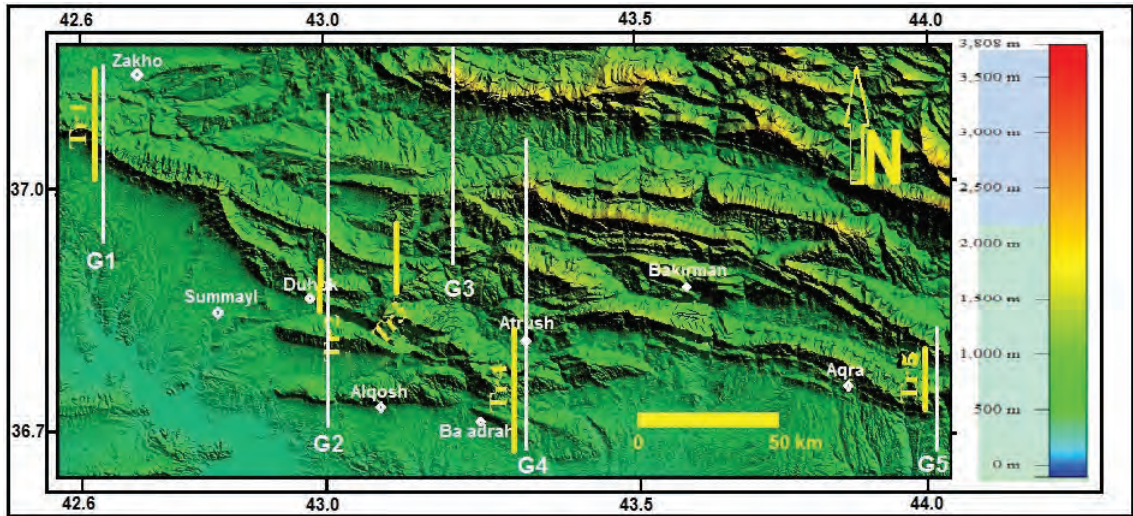


Figure 6. Locations of five magnetic (Tr) and gravity profiles (G) on the DEM.

Şekil 6. Beş manyetik (Tr) ve gravite (G) profilinin Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üzerindeki konumları.

Residual Magnetic Anomalies

Profile Tr1

The profile shown in Figure 7 extends about 20 km and runs across Bekher anticline near Zakho city where it shows one negative anomaly located over Bekher anticline. The amplitude and half-width of this profile anomaly is approximately 32 nT and 3 km respectively. By comparison of this magnetic profile with the gravity profile (G1) established by Al-Majid, (2013) (Figure 8), the current anomaly is explained as two E-W normal faults.

Profile Tr2

Figure 9 displays the profile Tr2 extension (10.5 km) and also passes across Bekher anticline, as noted a positive anomaly located over this structure with amplitude of approximately 13 nT and 2 km half-width. This model was correlated with the gravity profile G2 (close to Tr2) derived from Al-Majid, (2013) (Figure 10), and it can be suggested as a horst with a set of NW-SE reverse faults.

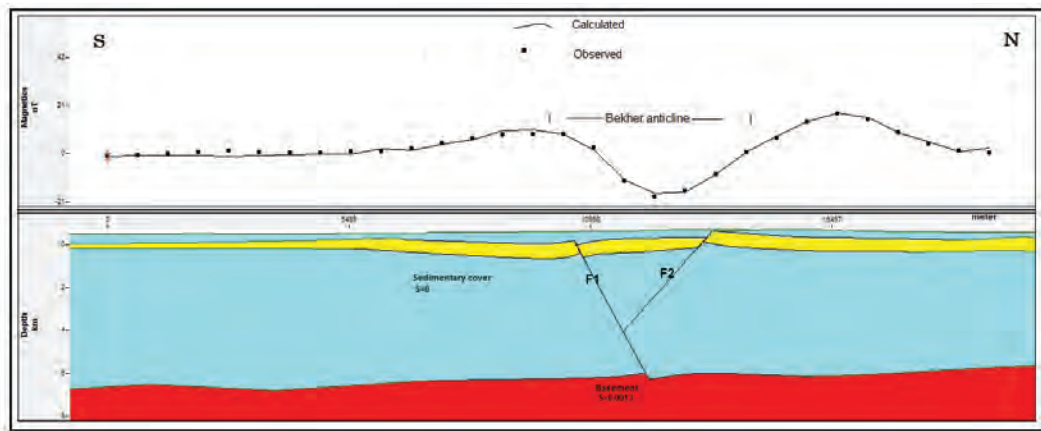


Figure 7. Cross-section and magnetic data along profile Tr1.

Şekil 7. Tr1 profili boyunca enine kesit ve manyetik veri.

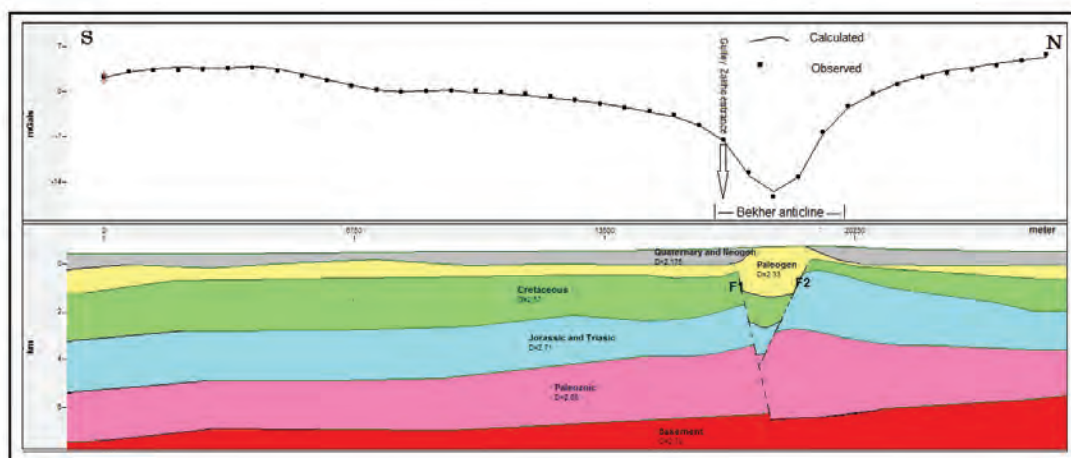


Figure 8. Cross-section over gravity data along profile G1(Al-Majid, 2013).

Şekil 8. G1 profili boyunca gravite verileri üzerinden enine kesit (Al-Majid, 2013).

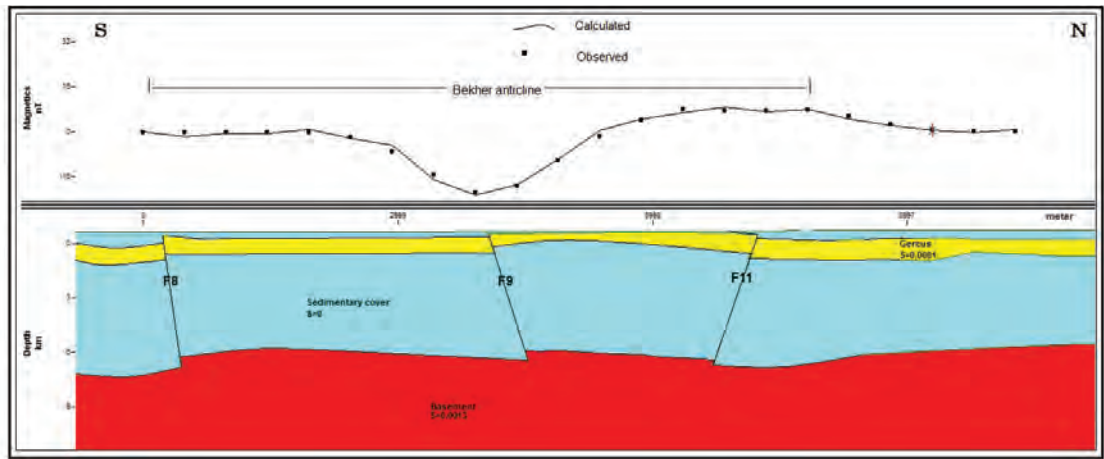


Figure 9. Cross-section and magnetic data along profile Tr2.

Şekil 9. Tr2 profili boyunca enine kesit ve manyetik veri.

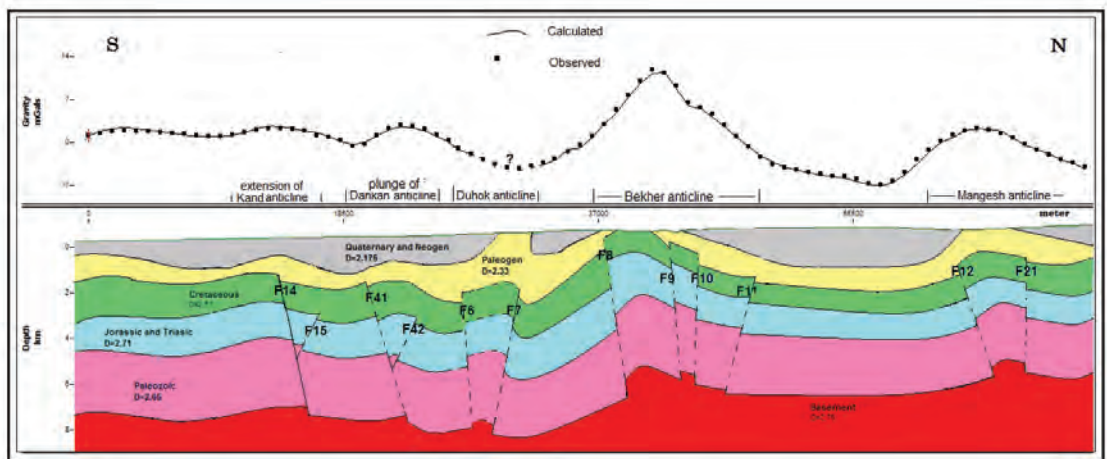


Figure 10. Cross-section over gravity data along profile G2 (Al-Majid, 2013).

Şekil 10. G2 profili boyunca gravite verileri üzerinden enine kesit (Al-Majid, 2013).

Profile Tr3

The profile plotted in Figure 11 extends for about 12 km to pass through the plunges of Bekher and ChiaGara anticlines. It illustrates two positive anomalies one of them was seen over the northern

limb of Bekher anticline with amplitude and half-width of approximately 10 nT and 3.5 km respectively, and the other was located over the plunge of ChiaGara anticline. This model was derived with best compatible to gravity profile G3 which concluded by Al-Majid, (2013) (Figure 12).

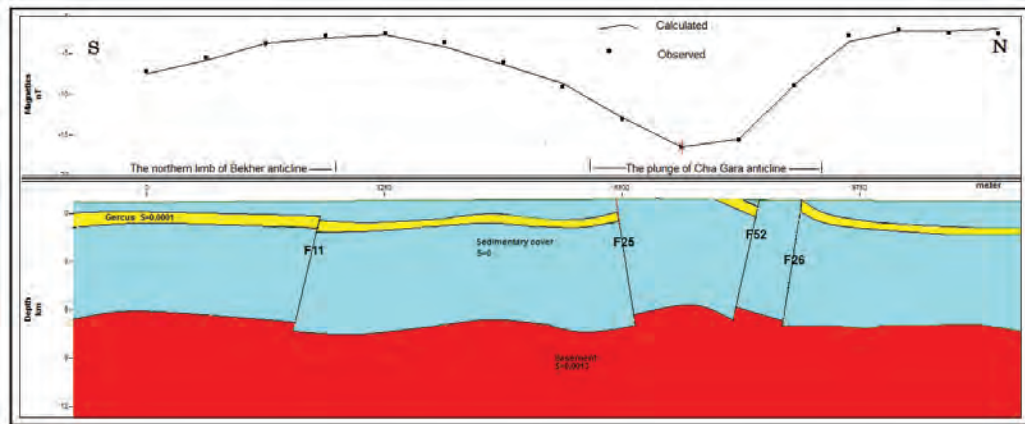


Figure 11. Cross-section and magnetic data along profile Tr3.

Şekil 11. Tr3 profili boyunca enine kesit ve manyetik veri.

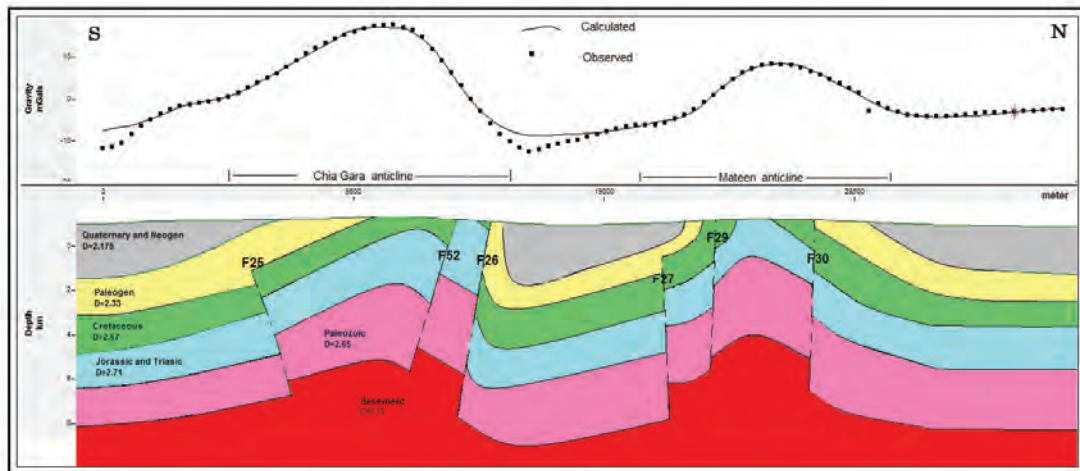


Figure 12. Cross-section over gravity data along profile G3 (Al-Majid, 2013).

Şekil 12. G3 profili boyunca gravite verileri üzerinden enine kesit (Al-Majid, 2013).

Profile Tr4

This profile runs across Shaikhan anticline with a length of about 23 km (Figure 13), and displays one positive anomaly located over this structure with amplitude of about 5 nT and 7 km half-width.

It was simulated depending on the seismic section shown in Figure 5 and the gravity profile G4 produced by Al-Majid, (2013) (Figure 14). The induced magnetization effect of Gercus formation did not appear in this profile due to its little thickness compared with the other profiles.

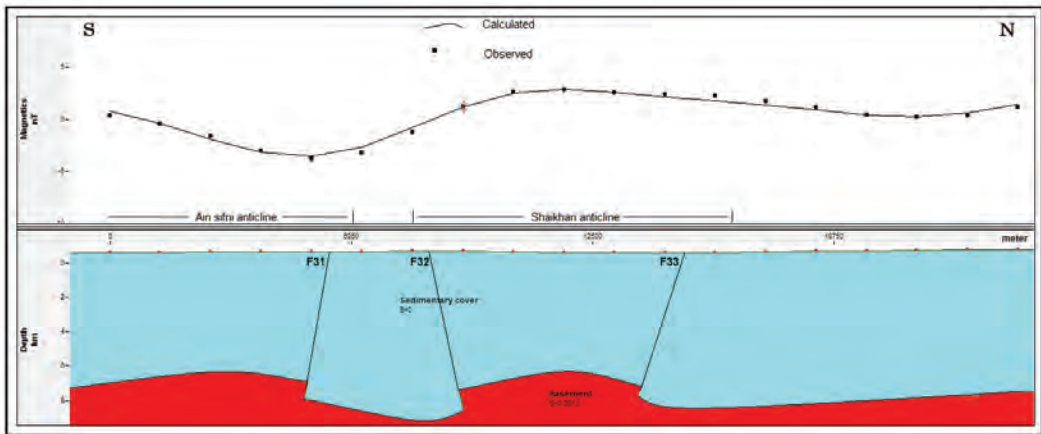


Figure 13. Cross-section and magnetic data along profile Tr4
Şekil 13. Tr4 profili boyunca enine kesit ve manyetik veri.

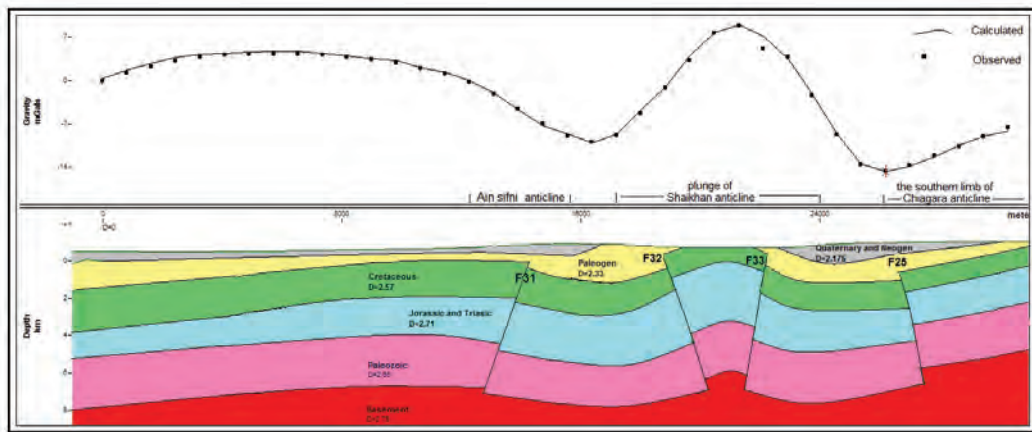


Figure 14. Cross-section over gravity data along profile G4 (Al-Majid, 2013).
Şekil 14. G4 profili boyunca gravite verileri üzerinden enine kesit (Al-Majid, 2013).

Profile Tr5

The profile stretches for about 23 km across Aqra anticline and the southern part of Piris anticlines (Figure 15) with positive and negative anomalies. The first positive anomaly locates over Aqra anticline with amplitude of about 20 nT and a half-width of approximately 4 km. This anomaly can be interpreted as a horst bounded by two E-W reverse

faults, and two E-W normal faults divides the latest. The second one appears over the southern limb of Piris anticline with amplitude of about 30 nT and a half-width of approximately 4 km, and formed by an E-W reverse fault. The behavior of this profile is good matching to the behavior of the gravity profile G5 mentioned by Mutib et al. (2019) (Figure 16).

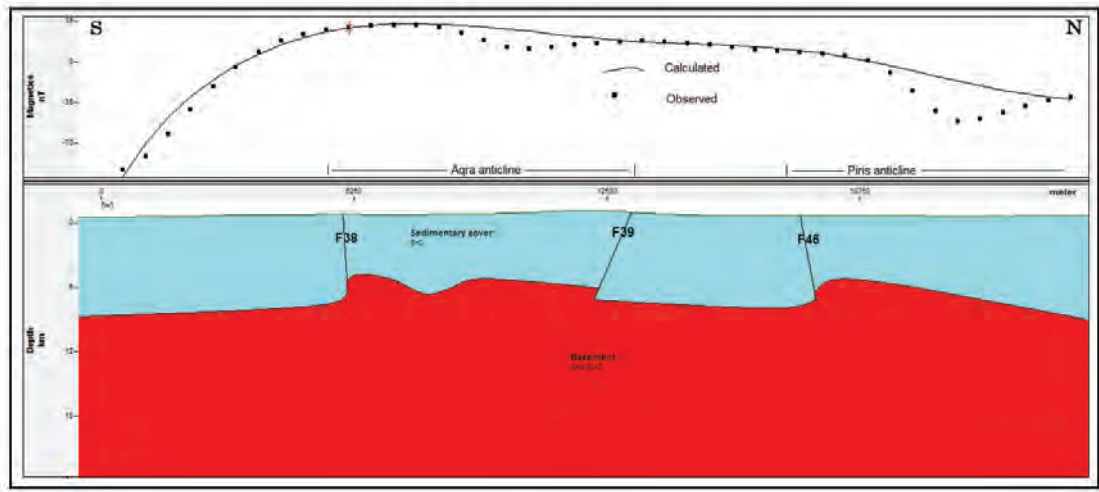


Figure 15. Cross-section and magnetic data along profile Tr5.

Şekil 15. Tr5 profili boyunca enine kesit ve manyetik veri.

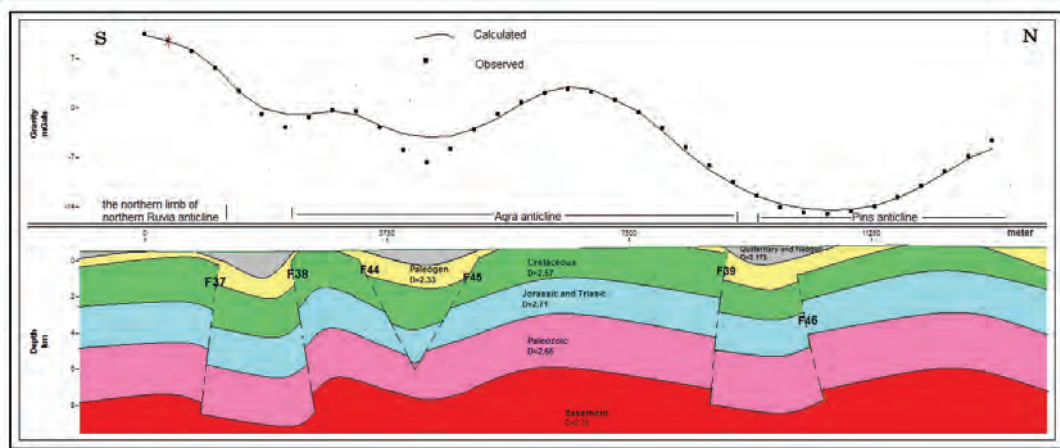


Figure 16. Cross-section over gravity data along profile G5 (Al-Majid, 2013).

Şekil 16. G5 profili boyunca gravite verileri üzerinden enine kesit (Al-Majid, 2013).

DISCUSSION

The studied area locates within the folded zone of northern Iraq comprising parts of high and low folded zones, and the subsurface setting is controlled by a set of subsurface faults and tectonic movements affecting the area through its geological history. In the given circumstances of the studied area where the absence of local or regional seismic profiles except Bashiqa, Kand

and Shaikhan anticlines and the absence of deep bore holes; it seemed that regionally and locally dedicated magnetic surveys would provide an answer to derive the architectural style of the basement complex surface and the overlying structures in the study area.

The empirical formula of Zeng et al. (2007) was applied to isolate the anomalies into their regional and residual, and then a new empirical

upward continuation technique has been used as an effective resolution powers. The optimum upward continuation heights produced by this approach were approximately agreed with the basement depths proposed from previous controlled studies.

The potential field anomalies in the studied area reflect all the contributions of the lateral variations of sedimentary cover due to the tectonic development. Nevertheless, the structural features (folds & faults) were well identified according to the information concluded from and some local geophysical studies (Ghaib, 2001; Kent, 2010; Gulf Keystone, 2010; Almajid, 2013; Mutib et al., 2019).

Using the GM-SYS software, the thicknesses of the litho-facies which adopted in all five magnetic models were taken from the typical locations pointed out from Al-Brifkani (2008), and the Shaikhan bore holes referred by Gulf Keystone (2010). The residual anomalies of the magnetic profiles were interpreted as a reflection of local structures and depressions within the basement and sedimentary cover.

The present study is matching with the results of the previous information which had been concluded from Ditmar et al. (1971) and Mutib and Abdulrahman (2012) who concluded that there are horst and graben features on the basement rocks surface in adjacent areas affected on the overlying sedimentary cover and causing faults and folds.

CONCLUSIONS

1. In the current research it turned out that the best separation between the regional and residual anomalies was achieved using a new empirical upward continuation route pointed out from Zeng et al. (2007). The optimum upward continuation heights applied to the magnetic profiles are ranging between 6 and 8 km under the datum plane reflecting the basement undulations in the study area.

2. The presence of major reverse faults is increasing towards the northeastern parts while normal faults is kept away from the collision boundaries of Arabian plate which thought to be as a result of a differentiation in the compression energy that leads to the most striking distortion and complicated tectonic elements.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Jeomanyetik yöntem genellikle hidrokarbon kaynaklarının birikiminde çok önemli olan tortul havzaların oluşumunu yansıtan temel kompleks yüzeyinin yapısal özelliklerini ortaya koymak için bir araştırma yöntemi olarak kullanılır. Jeomanyetik yöntem matematiksel ifadeleri, dipolar özelliklerin manyetik vektör elemanlarının çeşitliliği ve geniş manyetik duyarlılık aralığı nedeniyle diğer potansiyel alan yaklaşımlardan daha karmaşıktır.

Çalışılan alan Kuzey Irak'ta 42°36'E - 43°34' E boylamları ve 36°51'N - 37°14'N enlemleri ile sınırlanmış, ön ülke kıvrım kuşağı alanıdır. Çok sayıda alçak ve yüksek dağ (Kand, Dahkan, Alqush, Shaikhan, Duhok, Bekher, Atrush, Birifka, Chia Gara, Maten, Aqra, Piris ve Barat) içermektedir (Şekil 1). Manyetik istasyonlar, (Bekher, Shaikhan, Aqra, Piris) birçok antiklinali kesecek şekilde seçilmiştir.

Saha araştırmasını kolaylaştırmak, maliyetleri en aza indirmek ve saha çalışmalarını hızlandırmak amacıyla, jeomanyetik ölçüm aralıkları dizayn edilmiştir. Çalışmada, Proton manyetometresi 250 cm sensör yüksekliğinde kullanılarak yer manyetik alan ölçümleri gerçekleştirilmiş ve verilerden günlük değişimin etkileri giderilmiştir (Şekil 2). Verilere ayrıca, Uluslararası Jeomanyetik Referans Alanı (IGRF) düzeltmeleri uygulanmıştır. Bu düzeltmeler yayınlanan haritalardan ve tablolardan veya belirli bir siteden (www.ngdc.noaa.gov/geomag/

calculators) uygulanabilir. 500 ile 5000 m arasında değişen örnekleme aralıklarıyla belirlenmiş istasyonların koordinasyonları ve rakımları kaydedilmiş ve profillerin uzunlukları sayısal yükseklik modeli (DEM) kullanılarak belirlenmiştir.

Bu çalışmada, optimum yukarı analitik uzanım seviyesinin belirlenebilmesi için iki ardışık yükseklikte yukarı doğru uzanım ile maksimum sapmayı veren yükseklik arasındaki korelasyon katsayısı hesaplaması (r) yöntemi kullanılmıştır (Şekil 3).

Bu çalışma üç adımda gerçekleştirilmiştir. Nicel yorumlamadaki ilk adım, anomaliyi geçen profili seçmek için istasyon yerlerinin görsel olarak incelenmesidir. İkincisi, jeolojik bir ön bilgi kullanarak (kuyu logu, sismik kesitler, önceki gravite çalışmaları gibi) hedefin yatay uzantısının, derinliğinin, şeklinin ve kalınlığının tahminidir (Al-brişkani, 2008; Kent, 2010; Gulf Keystone, 2010). Üçüncüsü ise, yukarıda belirtilen tahminleri karşılayan ve son bilgisayar programlarını kullanarak jeolojik yapı ile uyumlu geometrik bir yeraltı modeli oluşturmaktır (Geosoft, 2008). Modelleme çalışması düz profiller gerektirdiğinden (Geosoft programına göre) dolaylı, bu düz yüzey üzerine dik olarak yansıtılan tüm manyetik ölçüm istasyonları kullanılarak her bir inceleme hattı için bir referans gridi uygulanmış ve mesafeler her zaman her birimin en güneyindeki ilk istasyondan hesaplanmıştır.

İlk model, Bashiqa ve Kand antiklinallerini oluşturan fayları Şekil 4'te gösterildiği gibi tanımlayan ve sismik bilgileri kullanarak (Kent, 2010) Bashiqa - Kand transvers boyuncu yapılmıştır. İkincisi, Shaikhan antiklinal hattı ve iki ters fay boyuncu geçerek (Şekil 5) ve Gulf Keyston (2010)'un sismik bilgilerine bağlı olarak açıklanmıştır. Ayrıca, bu modellerin oluşturulması aşamasında önceki tüm gravite, litostratigrafik ve yapısal çalışmalar da dikkate alınmıştır. Tr1, Tr2 ve Tr3 profillerinin istenen modelini oluşturmak

için üç katman için üç manyetik duyarlılık değeri (temel kayalar, Gercus formasyonu olmayan tortul örtü ve Gercus formasyonu) kullanılmıştır. Buna karşılık, Tr4 ve Tr5 profillerinin modelleri, temel kayalar ve bunları örten tortul örtülerini tanımak için (temel kayalar ve Gercus formasyonu olmayan tortul örtü) iki katman için iki manyetik duyarlılık değeri olarak belirlenmiştir. Çalışma modellerinde temel kayalar ile sedimanter örtüler arasında 0.0013 emu/cc değerinde manyetik duyarlılık farkı, Gercus formasyonu ile etrafındaki kayalar arasında ise 0.0001 emu/cc duyarlılık farkı, kullanılmıştır (Al-Shaikh vd., 1997). Normal manyetik alan T , sapma açısı D ve eğim açısı I , sırasıyla 47000 nT, 5°, 55° olacak şekilde IGRF programından elde edilmiştir. Rezidüel etkiler yukarı doğru analitik uzanım ile ilgili geliştirilen bir ampirik yaklaşımla belirlenmiştir (Zeng, vd., 2007). Daha sonra, çalışma alanı için beş rezidüel manyetik profil modeli elde etmek için elde edilen optimum yukarı analitik uzanım seviyeleri kullanılmıştır. Tablo 2, rezidüel manyetik profilleri elde etmek için uygulanan optimum yukarı analitik uzanım seviyelerini göstermektedir ve Şekil 6'da ise manyetik profillerin yerleri belirtilmiştir.

Şekil 7'de gösterilen Tr1 profili yaklaşık 20 km uzunluğundadır ve Bekho antiklinalinin üzerinde bulunan bir negatif anomali gösterdiği Zakho şehri yakınındaki Bekher antiklinali boyunca uzanmaktadır. Bu profil anomalisinin genliği ve yarı genliği sırasıyla yaklaşık 32 nT ve 3 km'dir. Bu manyetik profilin, Al-Majid, (2013) tarafından oluşturulan gravite profili (G1; Şekil 8) ile karşılaştırılmasıyla, mevcut anomali, iki adet D-B normal fay olarak açıklanmaktadır.

Şekil 9, Bekher antiklinalinin içinden geçen ve belirtildiği gibi bu yapının üzerinde bulunan ve yaklaşık 13 nT ve 2 km yarı genişliğinde bir genliğe sahip pozitif bir anomaliyi ve profil Tr2 uzantısını (10.5 km) göstermektedir. Bu model Al-Majid (2013) (Şekil 10)'dan türetilen gravite profili G2 (Tr2'ye yakın) ile korele edilmiştir ve birtakım KB-GD ters faylarla birlikte bir horst olarak önerilebilir.

Şekil 11'de çizilen Tr3 profili, Bekher ve ChiaGara antiklinallerinin dalımlarını da keserek yaklaşık 12 km boyunca uzanır. Biri Bekher antiklinalinin kuzey ucunda sırasıyla yaklaşık 10 nT ve 3,5 km genişliğinde ve diğeri de ChiaGara antiklinalinin üzerine yerleştirilmiş iki pozitif anomaliyi göstermektedir. Bu model, Al-Majid (2013; Şekil 12) tarafından elden edilen G3 gravite profiline en uygun şekilde türetilmiştir.

Tr4 profili, Shaikhan antiklinali boyunca yaklaşık 23 km uzunluğunda uzanır (Şekil 13) ve bu yapının üzerinde yaklaşık 5 nT ve 7 km genişliğinde bir pozitif anomali göstermektedir. Şekil 5'de gösterilen sismik kesite ve Al-Majid (2013) tarafından üretilen G4 gravite profiline bağlı olarak simüle edilmiştir (Şekil 14). Gercus formasyonunun manyetik etkileri, diğer profillere kıyasla çok daha az kalın olduğundan dolayı bu profilde görülmemiştir.

Tr5 profili, Aqra antiklinaline ve Piris antiklinallerinin güneyine (Şekil 15), pozitif ve negatif anomaliler olacak şekilde yaklaşık 23 km boyunca uzanır. İlk pozitif anomali, yaklaşık 20 nT genlik ve yaklaşık 4 km yarım genişlikte Aqra antiklinalinin üzerinde belirlenmiştir. Bu anomali iki D-B ters fay tarafından sınırlanan ve daha sonra iki D-B normal fay tarafından kesilmiş bir horst olarak yorumlanabilir. İkincisi, Piris antiklinalinin güney kolunda, yaklaşık 30 nT genişliğinde ve yaklaşık 4 km yarım genişliğinde ve bir D-B ters fay ile ortaya çıkmıştır. Bu profili, Mutib ve diğeri, 2019 tarafından önerilen G5 gravite profilinin modeline oldukça uymaktadır (Şekil 16).

Zeng vd. (2007)'nin ampirik formülü, anomalilerin rejyonal ve rezidüel etkilerini ortaya koymak için uygulanmıştır. Bu yaklaşımla belirlenen optimum yukarı analitik uzanım seviyelerinin belirlenmesinde önceki çalışmalarda önerilen temel derinliği bilgilerinden de faydalanılmıştır.

Çalışılan alandaki potansiyel alan anomalileri, tektonik gelişim nedeniyle tortul örtünün yanal çeşitlemelerinin tüm katkılarını yansıtmaktadır. Bununla birlikte, yapısal özellikler (kıvrımlar ve faylar), elde edilen bilgilere ve bazı yerel jeofizik çalışmalara göre iyi tanımlanmıştır (Ghaib, 2001; Kent, 2010; Gulf Keystone, 2010; Almajid, 2013; Mutib vd., 2019).

GM-SYS yazılımı kullanılarak, beş manyetik modelin hepsinde belirlenen lito-fasiyes kalınlıkları, Al-Brifkani (2008)'de işaret edilen yerlerden ve Gulf Keystone (2010) tarafından belirtilen Shaikhan sondaj kuyularından alınmıştır. Manyetik profillerin rezidüel anomalileri, temel kayaları ve tortul örtü içindeki yerel yapıların ve çöküntülerin bir yansıması olarak yorumlanmıştır.


Bu çalışma, Ditmar ve ark. (1971) ve Mutib ve Abdulrahman, (2012)'in temel kayalar üzerinde horst ve graben özelliklerinin oluştuğu ve bunun üzerleyen sedimenter kayalarda kıvrım ve faylara neden olduğu sonuçları ile uyumludur.

Mevcut araştırmada, rejyonal ve rezidüel anomaliler arasındaki en iyi ayrımın, Zeng vd. (2007)'nin önerdiği teknik ile elde edildiği sonucunu ortaya çıkarmıştır. Manyetik profillere uygulanan optimum yukarı analitik uzanım seviyeleri, çalışma alanındaki temel ondülasyonunu yansıtan referans düzleminin altında 6 ila 8 km arasında değişmektedir.

Ana ters fayların varlığı kuzeydoğu bölgelerine doğru artmakta, normal faylar ise çalışma alanının kuzeydoğusuna doğru en çarpıcı distorsiyon ve karmaşık tektonik elementlere yol açan sıkıştırma enerjisinde farklılaşma olarak sonuçlanan Arap plakasının çarpışma sınırlarından uzak kalmaktadır.

ORCID

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

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

REFERENCE

- Al-Brifkani, M.J.N., 2008. Structural and Tectonic Analysis of the Northern Thrust Zone (East Khabour River) in Iraq. University of Mosul, Iraq, Ph.D. Thesis (Unpublished, in Arabic).
- Al-Majid, M. H., 2013. Contribution to the Geology of Parts of the Folded Zone of Iraq From Gravity Evidences. University of Mosul, Iraq, Ph.D. Thesis Unpublished.
- Al-Shaikh, Z. D. and Mohammed, Z. S., 1997. An interpretation of the gravity anomalies over the Tertiary basins of Shaqlawa - Harir area using variable density-depth function. Iraqi Geological Journal, 30 (2), 77-84.
- Baban, E. N., 1983. Analysis of geophysical data available on Abu Rassain area. University of Mosul, Iraq, M.Sc. Thesis (Unpublished, in Arabic).
- Ditmar, V. and Iraqi-Soviet Team, 1971. Geological conditions and hydrocarbon prospects of the Republic of Iraq (northern and central parts). Iraq National Oil Company, manuscript report, Baghdad, Iraq.
- Geosoft reference manual, 2008. Software for Earth Sciences, Geosoft INC., Toronto, Canada.
- Ghaib, F.A., 2001. Geophysical study of Erbil and Aqra plains and their geological implications. University of Salahaddin, Erbil, Iraq, Ph.D. Thesis, 185 p. (unpublished).
- Gulf Keystone, 2010. Resource Evaluation of Gulf Keystone's Shaikan No. 1-B Discovery, Iraq.
- Hussain, S. H., 2012. Facies analysis and sedimentary environments of Gercus formation in selected surface sections northern Iraq. University of Mosul, Iraq, Ph.D. Thesis, (unpublished).
- Jassim, S.Z. and Goff J.C., 2006. Phanerozoic Development of the Northern Arabian Plate, chapter in: Geology of Iraq. Dolin and Moravian Museum, Brno p. 32-44.
- Kent, W.N., 2010. Structures of Northern Iraq and Syria, and Their Implications for Interpretation of the Region's Stratigraphy, AAPG Annual Convention and Exhibition, New Orleans, Louisiana.
- Lowrie, W., 2007. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, New York. 354 p.
- Mutib M. and Abdulrahman, F. H., 2012. Gravimetric Signature of the Tectonostratigraphy of the Mosul Block Oil Fields, Using Map Enhancement Techniques. Journal of University of Duhok, 15 (2), 1-15.
- Mutib, M., Almajid, M., H., and Gaib, F., 2019. Implementation of Gravity Investigations across Aqra Structures-Iraq. Journal of Geology and Geophysics, 8 (2), (in press).
- Nettleton, L.L., 1976. Gravity and magnetic in oil prospecting. McGraw Hill Brook Co, Inc., New York, 464 p.
- Parasnis, D.S, 1997. Principles of Applied Geophysics, 5th ed., Chapman & Hall, New York 429 p.
- Reynolds, J. M., 2003. An introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geosciences Ltd., UK, 206 p.
- Jacoby, W. and Smilde, L.P., 2009. Gravity Interpretation, Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 395 p.
- Talwani, M., J. L., Worzel, and M., Landisman, 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysical Research, 64, 49-59.
- Webring, M., 1985. Saki Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles: U.S. Geological survey open-file report 85-122, 29 p.
- Zeng, H., Xu, D. and 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.



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

Yazıların Hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçe'ye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede 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 atıf 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. Hüsnü Hüsnüoğlu	MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etütler Dairesi, 06520 Ankara (e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

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

Anahtar Kelimeler

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

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLECEK BELGELER

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır.

(a) Süreli yayınlar:

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

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

(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 no.

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

(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. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı 869, 520 s.

(d) Raporlar ve Tezler:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa) 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 kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayımlanmamış).

(e) Kişisel Görüşme:

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

(f) 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; I_d , x_2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass}=s_{0.5}$). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y=5*10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3 —yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, 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 dikey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

Şekiller

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

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

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

PROVA BASKILAR

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

AYRI BASKILAR

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

TELİF HAKLARI

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



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

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

Submission Process and Ethical Statement

All manuscripts must be submitted electronically via the Internet to the Geological Bulletin of Turkey through the online system 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.

EXTENDED SUMMARY / GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

ACKNOWLEDGEMENTS

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

REFERENCES

All references cited in the text, and in captionsof 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. and David, M., 1990. Estimating Mohr-Coulomb friction and cohesion values from Hoek-Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27(3), 220-229.

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

(c) Books:

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

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

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

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).

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

Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

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

(e) Personal Communications:

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

(f) 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. Id , x^2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y=5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol “*” can be preferred (e.g. $y=5*10-3$). Please use “/” for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} (Ca^{++} and CO_3^{--}). In the text, equations should be referred to as equation(1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)) and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table (do

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

Illustrations

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

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

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

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Papers should be submitted electronically through web site DergiPark Academics (dergipark.gov.tr/tjb)

EDITOR

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-2130

e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

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

PROOFING

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

REPRINTS

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

COPYRIGHT

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2019 Cilt 62 Sayı 3
August 2019 Volume 62 Issue 3

Ulaş Avşar

**Son 1500 Yıl Boyunca Ege Denizi'ndeki Tsunamilerin Sedimanter İzleri,
(Karine Lagünü, B-Türkiye)**

*Sedimentary Traces of Tsunamis in the Aegean Sea During the Last 1500 Years,
(Karine Lagoon, W Turkey).....*

199

Berkant Coşkun, Yaşar Eren, Ramazan Demircioğlu, Rahmi Aksoy

**Fethiye Burdur Fay Zonu'nun Kuzeydoğu Kesiminin (Burdur-Güneybatı Anadolu)
Göreceli Tektonik Aktivitesinin Jeomorfik İndislerle İncelenmesi**

*Investigation of Relative Tectonic Activity of the Northeastern Part of the Fethiye Burdur Fault Zone
(Burdur-Southwestern Anatolia) by Geomorphic Indices.....*

221

Öznur Karaca, Mustafa Bozcu

**Determination of Tectonic and Volcanic Structures with the aid of Lineaments:
Example from Çan-Etili (Canakkale) Lignite Basin**

*Çizgisellikler Yardımı ile Tektonik ve Volkanik Yapıların Belirlenmesi: Çan-Etili (Çanakkale)
Linyit Havzası Örneği*

247

**Engin Meriç, Yıldız Altınok, Bedri Alpar, Atike Nazik, Niyazi Avşar, M. Baki Yokeş,
Nafiye G. Kıyak**

**Saros Körfezi Doğu Kıyı Alanında Tarihsel Deniz Suyu Girişlerine Ait Paleontolojik Bulgular
Palaentological Findings on Historical Coastal Inundation Events on the Eastern Coastal Plain of
the Gulf of Saros, Turkey.....**

263

Maan Hasan Abdullah Almajid, Marwan Mutib

**A New Comprehension of the Basement Undulation in North Iraq Resorting to Geomagnetic
Investigation**

Jeomanyetik Araştırmayla Kuzey Irak'taki Temel Ondülasyonu İçin Yeni Bir Anlayış.....

275

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

Yazışma Adresi

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

Corresponding Address

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